

STUDIEN ZUR GEOMORPHOLOGIE DES ZENTRALEN AARGAUS

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

SAMUEL MOSER

AUS BASEL

STUDIEN ZUR GEOMORPHOLOGIE DES ZENTRALEN AARGAUS

INAUGURALDISSERTATION

ZUR

ERLANGUNG DER PHILOSOPHISCHEN DOKTORWÜRDE

VORGELEGT DER

PHILOSOPHISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHEN FAKULTÄT

DER UNIVERSITÄT BASEL

VON

SAMUEL MOSER

AUS BASEL



Genehmigt von der Philosophisch-naturwissenschaftlichen Fakultät auf
Antrag der Herren Professoren Annaheim und Vosseler.

Basel, den 4. Februar 1958.

Kuno Meyer, Dekan.

Separatabdruck aus den Mitteilungen der Geographisch-ethnologischen
Gesellschaft Basel, Band X, 1955—1957.

INHALTSVERZEICHNIS

1	AUFGABE UND GEBIETSABGRENZUNG	1
2	KARTIERUNG	2
21	<i>Zweck der geomorphologischen Kartierung</i>	2
22	<i>Die Aufnahmemethode</i>	3
23	<i>Die Legende</i>	4
24	<i>Unsere Feld-, Grund- und Übersichtskarten</i>	8
3	UNTERSUCHUNG DER FORMEN	10
31	<i>Überblick</i>	10
311	Beschaffenheit des Untergrundes	10
312	Tektonik	12
313	Morphologie	13
32	<i>Die Formen des Tafeljuras</i>	15
321	Die Bözberg-Peneplain und die Ausräumungszonen ihrer Umgebung	16
322	Einzelformen auf der Bözbergfläche	18
33	<i>Die Formen des Kettenjuras</i>	20
331	Die Schichtrippen der nördlichen Antiklinalen	20
332	Der Südhang der Gisliflue-Chestenberg-Kette	21
333	Der Nordhang des Chestenberges und der Gisliflue und das Schenkenbergertal	24
334	Komplexe von Sackungs- und Rutschungsformen	25
34	<i>Die Formen der Molasseberge</i>	28
35	<i>Die Formen der Talböden</i>	32
351	Deckenschotter- und Hochterrassenflächen als Füllungen alter Talböden	32
352	Der extramoräne Bereich der jungen Talböden	35
353	Kerben und Miniaturtälchen in den Terrassenrändern	46
354	Der intramoräne Bereich der jungen Talböden	49
355	Glaziale Akkumulationen der Würm-Eiszeit	52
4	PROBLEME DER FORMENTWICKLUNG UND MORPHOCHRONOLOGIE	60
41	<i>Die Entwicklung der Formen im oberen Tertiär</i>	60
411	Peneplains als Zeugen alter Abdachungen	60
412	Reste der alten Gewässernetze	61
413	Die Formentwicklung im Zusammenhang mit der Jurafaltung	64
42	<i>Das Relief zu Beginn des Pleistozäns</i>	67

43	<i>Die Eintiefung und der Verlauf der Täler im Pleistozän</i>	69
431	Die Entwicklung bis zum Ende des Günz-Mindel-Interglazials	69
432	Die Entwicklung im Mindel-Riss-Interglazial	70
433	Die Entwicklung in der Riss-Zeit	71
434	Die Entwicklung im jüngsten Pleistozän und im Holozän	73
435	Probleme von lokaler Bedeutung	75
44	<i>Allgemeine Probleme der Erosion und Akkumulation im Pleistozän</i>	76
441	Die zeitliche Einordnung von Erosion und Akkumulation	77
442	Zur Gliederung der Eiszeiten	83
443	Die glaziale Serie	84
444	Die Ausmasse von Erosion und Akkumulation	86
445	Periglaziale Vorgänge	87
5	ZUSAMMENFASSUNG	91
51	<i>Kartierung</i>	91
52	<i>Untersuchung der Formen</i>	91
53	<i>Probleme der Formentwicklung und Morphochronologie</i>	92
54	<i>Überblick über die Morphogenese</i>	93
	NACHWORT	95
	LITERATUR- UND KARTENVERZEICHNIS	96
	PHOTOGRAPHIEN	
	KARTEN	im Anhang
K 1	Das Untersuchungsgebiet	1 : 400 000
K 2	Geologische Uebersicht	1 : 200 000
K 3	Geomorphologische Uebersichtskarte	1 : 200 000
K 4	Morphogenetisch-morphochronologische Karte	1 : 200 000
K 5	Geomorphologische Karte des zentralen Aargaus	
	Grundkarte 1 : 25 000	

ERKLÄRUNGEN ZU DEN HINWEISEN IM TEXT

Abb = Abbildung, Bild	Ph = Photographie
Abs = Abschnitt	➔ = siehe
K = Karte	S = Süden oder südlich
p = Seite	(entsprechend die andern Himmelsrichtungen)

I AUFGABE UND GEBIETSABGRENZUNG

Der zentrale Aargau ist schon vielfach Gegenstand geologischer und geomorphologischer Untersuchungen gewesen (→ Literaturverzeichnis). An erster Stelle sind die hervorragenden geologischen Kartierungen *Mühlbergs* zu nennen (1904, 1907, 1910), die auch sehr viele geomorphologische Beobachtungen enthalten. Mit tektonischen Fragen und der Jurafaltung hat sich *Amsler* beschäftigt (1915, 1922, 1926). Während die genannte Literatur für unser ganzes Untersuchungsgebiet herangezogen werden kann, haben sich die bisherigen geomorphologischen Arbeiten nur auf Teilgebiete oder dann auf benachbarte Räume erstreckt. Die Morphologie des Aargauer Juras hat *Vosseler* abgeklärt (1918, 1925, 1928); über die Talbildung orientiert *Frey* (1907). Die Deckenschotter und die Talentwicklung im Altpleistozän sind von *Frei* (1912) beschrieben worden. Die neuere Literatur hat sich mehr auf Einzelprobleme spezialisiert: z. B. befassen sich *Steiner* (1939) mit morphometrischen Fragen, *Jäckli* (1951, 1956) mit talgeschichtlichen Problemen im aargauischen Reusstal, *Knauer* (1954) mit der Einordnung von Moränen verschiedener Stadien im Reussgletschergebiet.

Aus diesen Angaben geht hervor, dass einer *geomorphologischen Detailuntersuchung* noch ausgedehntes Neuland offenstand. Unsere Arbeit sollte durch eine detaillierte Kartierung und Beschreibung der Oberflächenformen zur Erfassung der Formkomplexe und alter Formsysteme gelangen und versuchen, die Morphogenese des ganzen Gebietes abzuklären.

Ursprünglich lag das Hauptgewicht der Arbeit auf den Quertälern der Aare, der Reuss und der Limmat durch den Jura. Um aber eine umfassende Untersuchung der jüngeren Talanlagen zu gewährleisten, wurden die jungen Schotterflächen und die Moränen, die im S anschliessen, auch einbezogen; damit traten die jüngeren eiszeitlichen Formen mehr in den Vordergrund. Da zudem im Jahre 1954 *Bugmann* (1956) den nördlichen Aargau und *Ringger* das Limmattal zu bearbeiten begannen, wurden der N und NE Teil unseres Untersuchungsgebietes abgetreten. Die Karte 1 zeigt uns dessen endgültige Umgrenzung: Es umfasst das Aaretal von Rupperswil bis zur Mündung der Limmat, das Schenkenbergertal bis hinauf nach Thalheim, das Seetal bis hinter die Seoner Moränenwälle, das Bünztal bis zu den Moränen von Dottikon und das unterste Reusstal von Mellingen an.

Seit ich im Jahr 1954 anlässlich der Quartärtagung der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft in Aarau mit *Bugmann* und *Ringger* Kontakt gefunden hatte, entwickelte sich eine fruchtbare Zusammenarbeit. Die gegenseitige Kritik führte zu genauerer Abklärung wesentlicher Fragen und gab viele Anregungen.

2 KARTIERUNG

21 ZWECK DER GEOMORPHOLOGISCHEN KARTIERUNG

Alle Zweige der Geographie erfordern naturgemäss eine Darstellung ihrer Forschungsergebnisse mit Anschauungsmitteln. Unter denjenigen, die für die Geomorphologie in Frage kommen (Maull 1938 p 50 ff), vermag allein die Karte über das ganze Gebiet und alle Resultate einen Ueberblick zu gewähren. Bis heute sind allerdings meistens Karten publiziert worden, die nur ausgewählte Resultate darstellen, seien es morphographische, morphogenetische, morphochronologische oder morphogeologische Karten. Hierüber findet man bei *Merian* (1946 p 25—31) sehr ausführliche Angaben.

Passarge (1914) hat in seinen methodologischen Bemerkungen darauf hingewiesen, dass die Tätigkeit des genauen Kartierens selber wesentliche Vorteile mit sich bringt. «Die Methode, systematisch nach bestimmten Gesichtspunkten die wirksamen Faktoren zu kartieren, hat den Vorteil, dass man sich zwingt, sorgfältig zu beobachten, die verschiedenen Möglichkeiten zu erwägen und dann erst eine Diagnose zu stellen. Statt mit unbestimmten oder doch räumlich nicht fixierten Begriffen zu operieren, wird man in Stand gesetzt, aus den Karten bestimmte Tatsachen . . . abzulesen . . .» (p 216). Dies gilt bei jeder intensiven Detailkartierung und nicht nur, wenn man wie *Passarge* einzelne Faktoren aufnimmt. Die geomorphologische Karte ist nicht nur ein Darstellungsmittel, sondern — falls sie genau genug ist — auch ein eigentliches Arbeitsmittel. Sie wird während der Untersuchungen als geometrisches und morphographisches Hilfsmittel und zu Vergleichen herangezogen.

Je nach dem Ziel einer geomorphologischen Arbeit variiert der Karteninhalt; die Tabelle auf p 3 vergleicht einige Einteilungsmöglichkeiten miteinander. Die sogenannten Grundkarten sind besonders hervorgehoben.

Nach dem *Maßstab* lassen sich unterscheiden:

Spezialkarte — Uebersichtskarte (*Maull*)

Grundkarte — Uebersichtskarte (*Annenheim*)

Spiridonow (1956) teilt nach Inhalt, Verwendungszweck und Maßstab ein; seine «allgemeine geomorphologische Karte» entspricht unserer Grundkarte (p 37 ff). *Spiridonows* Buch ist ein eigentliches Lehrbuch und unseres

Mauß 1938		Annaheim 1956		Boesch 1945		Merian 1946
1. Morphographische K. lediglich Formenschatz		1. Morphographische K. Formenwiedergabe keine genet. Aussagen a. topographische K b. morphometrische Karten c. morphographische K. i.e. S.		1. Topographische Karten		1. Morphologische Grundkarten Ganzer Tatsachenschatz, Karte auswertbar nach allen Richtungen
2. Morphometrische K.		2. Morphologische Karten i. e. S. Formenwiedergabe + Entstehungsweise, wissenschaftl. Deutung a. morphophysio-logische Karten b. morphochronologische Karten c. morphogene-tische Karten		2. Morphologische Grundkarten Formen + Individualgenese		2. Morphogenetische K. nur Formen, die historisch (= morphogenetisch) wichtig sind.
3. Morphogenetische K. eigentliche geomorphologische Karten, Ausscheidung der Formen gleichen Alters und gleicher Entstehungsart		3. Sonderkarten		3. Morphogenetische K. Formkomplexe und Alterssysteme		3. Morphologische Spezialkarten a. morphometrische Karten b. morphographische Karten c) Gestaltungs-faktoren d. morpho-geo-logische Karten e.
				4. Spezialkarten a. morphometrische Karten b. c.		

Wissens der erste Versuch einer umfassenden Darstellung der geomorphologischen Kartierung.

Die vorliegende Grundkarte soll — ihrem Namen entsprechend — die oben genannten Ziele anstreben; darüber hinaus stellt sie einen Versuch dar, den Formenschatz auf Pläne sehr grossen Maßstabes über eine ausgedehnte Fläche aufzunehmen und eine Legende im Jura und im Mittelland praktisch zu erproben.

22 DIE AUFNAHMEMETHODE

Die moderne geomorphologische Detailkartierung tendiert auf möglichst grossen Aufnahmemaßstab hin. In den Alpen wurden schon Pläne 1 : 10000 dazu verwendet (*Helbling* 1952 p 94). Unsere Untersuchung benützte wohl als erste Karten noch grösseren Maßstabes: Als Feldkarten dienten uns Gemeindeübersichtspläne 1 : 5000.

Diese wurden vom Vermessungsamt des Kantons Aargau als unbeschriftete, einfarbige (schwarze) Kopien bezogen. Sie gaben je eine oder in Ausnahmefällen auch mehrere Gemeinden wieder. Die einzelnen Pläne wurden ausgeschnitten und zusammengefügt

Vom Jahre 1954 an erschienen die Uebersichtspläne zusammengestellt zu Blättern von 60 auf 90 cm, was die Arbeit erleichterte. Im Felde wurden die Formen auf Planausschnitte von 20 auf 40 cm fortlaufend eingetragen. — Die Pläne 1 : 5000 sind so genau aufgenommen und gedruckt, dass, vom Papierverzug abgesehen, keine Ungenauigkeit vorkommen sollte, die mehr als etwa 2 m in der Natur entspricht! Eine solche Qualität übertrifft zum vorneherein alle Anforderungen, die eine geomorphologische Integralkartierung an die Aufnahmekarte zu stellen hat.

Die Pläne der meisten Gemeinden tragen viele Höhenkoten zwischen den Höhenkurven (doch kommt es bei ihrer Verteilung sehr auf das geomorphologische Gefühl des aufnehmenden Geometers an), so dass auch ein gutes Bild der kleinen und unauffälligen Bodenformen entsteht und diese sich gut lokalisieren lassen. Diese Vorzüge, verbunden mit der Begehung der kleinsten Fläche, erlauben eine wirklich intensive Kartierung und machen zusätzliche Hilfsmittel, wie Feldvermessungen oder Auswertung von Luftaufnahmen, praktisch überflüssig. Der Maßstab 1 : 5000 hat sich nicht nur seiner Genauigkeit wegen, sondern auch dank dem grossen, detailreichen Landschaftsbild und der ausgedehnten unbedruckten Papierfläche gut bewährt. Nie überragt ein Zeichen die Form auf der Karte selber; der Grundriss jeder Form kann geometrisch richtig eingetragen werden. Den Aufriss können wir rasch, unverzerrt und relativ genau rekonstruieren. Die grosse Papierfläche erlaubt überdies, beliebig viele Nummern zu den Formen zu setzen, sie zu beschriften, Flächen zu kolorieren und Profilzüge zu legen — all das, ohne das Bild zu belasten oder gar zu verwischen.

Auf diese Weise wird die Führung des Feldbuches sehr vereinfacht; eine Katalogisierung der verschiedenen Oertlichkeiten erweist sich als unnötig. Der grosse Aufnahmemaßstab erlaubt also, neben seiner Genauigkeit und Sicherheit, mit wenig Aufwand eine zuverlässige Tatsachensammlung, ein Ziel, das z. B. *Merian* (1946) mit einem ausgeklügelten System von Oertlichkeitsprotokollen als zusätzlichem Hilfsmittel erreicht hatte.

Im Maßstab 1 : 5000 wurde das ganze Gebiet aufgenommen, ausser kleinen Randgebieten (Thalheim, Schafisheim, Staufen, Ammerswil), von denen die entsprechenden Pläne nicht existierten; sie mussten nach der Siegfriedkarte, später nach der Landeskarte 1 : 25000 kartiert werden. Dabei wurden die Vorzüge des Maßstabes 1 : 5000 augenfällig. Besonders die Siegfriedkarte mit ihren ungenauen Höhenkurven konnte in keiner Weise befriedigen.

23 DIE LEGENDE

Geomorphologische Karten, die von ihren Verfassern nach eigener Methode und individueller Legende gezeichnet worden sind, lassen kaum einen Vergleich benachbarter Gebiete zu. Meistens gewähren sie auch keinen Einblick in die Gesamtheit der Formen. Anders steht es mit einer nach

einheitlicher Legende gezeichneten Grundkarte grossen Maßstabes. Sie gestattet nicht nur den Vergleich verschiedener Gebiete, sondern auch die restlose Darstellung des Formenschatzes; überdies bietet eine einheitliche, detaillierte Legende, die zugleich ein Formenkatalog ist, die beste Gewähr dafür, dass verschiedene Autoren nach denselben Gesichtspunkten kartieren. Die gleichen Ueberlegungen führen uns dazu, die Legenden unserer Feld-, Grund- und Uebersichtskarten einander anzugleichen (→ p 7 f). So wird ein nicht nur äusserlich, sondern auch *inhaltlich vergleichbares*, ausgeglichenes *Kartenwerk* entstehen.

Grundlage für unsere Legende (→ K 5) bildet die «Legende zur morphologischen Spezialkarte der Schweizeralpen», herausgegeben von der Geomorphologischen Gesellschaft der Schweiz (1947), die von *Annabeim* konzipiert und zweimal kommentiert worden ist (1944₁ und 1944₂). Diese Legende ist in den Alpen schon mehrfach erprobt worden und hat sich als gute Kartierungsgrundlage erwiesen, so z. B. im Avers (*Annabeim*), im Muotatal (*Bögli*), im Engelbergertal (*Merian* 1946) und im Sernftal (*Helbling* 1952). Ihre Anwendung im Mittelland und im Jura erforderte jedoch neue Zeichen, während andere überflüssig wurden. Die neuen, von denen einige in Anlehnung an die «Morphologische Karte Rohrdorf-Bremgarten» (*Jäckli* 1951, abgedruckt in *Jäckli* 1956) gefunden worden waren, wurden in Versuchs-Kartenausschnitten erprobt, seit 1954 in Zusammenarbeit mit *Bugmann* und *Ringger*. Bei der endgültigen Festlegung der Legende erhielten die im folgenden erwähnten Formen neue Zeichen oder vorhandene Signaturen eine erweiterte Bedeutung: (→ Legende K 5. Damit seltene Formen aufgesucht werden können, sind jeweiligen die Koordinaten eines Beispiels angegeben. → K 5).

1. Gewässer

Bach in Röhren

Eingedämmtes Gewässer mit Schwellenverbauung

Das Zeichen «ehemaliger Flusslauf» bedeutet im Moränengebiet «ehemaliges Schmelzwassertal»

2. Akkumulationsformen

Die Schotter werden nach ihrem Alter differenziert dargestellt:

Günz- Schotterflächen

Mindel- »

Riss I - Akkumulationsflächen

Riss II- »

Würm- »

Hinterfüllungen (Egliswil 656700/244700) und Zungenbeckenfüllungen aus der Würm-Eiszeit sowie spät- bis postglaziale Aufschüttungen (NE Riniken 657000/261300) erhalten ein eigenes Zeichen.

Die Moränenwälle können nach ihrem Erhaltungszustand in zwei Kategorien unterteilt werden (→ Abs 354). Die nicht überschliffenen Wälle werden mit Signa-

turen dargestellt, welche die Böschungsverhältnisse gut erkennen lassen. Die überschliffenen Wälle erhalten eine vom Drumlin übernommene Signatur.

Moränendecken werden nur dann mit dickem Punktraster eingetragen, wenn sie eine eigene Formbildung (→ Abs 354) aufweisen, z. B. N Seon (655000/2460000). Dasselbe gilt für die L-Zeichen der Lössdecken.

3. Abtragungsformen

Für die zahlreichen Erosionskerben mussten spezielle Signaturen gefunden werden; in Anlehnung an das Zeichen für den Prallhang werden aktive (heute noch Erosion und Unterschneidung des Hanges durch das Gewässer) und inaktive Kerben mit Hilfe der Schraffenlänge unterschieden

Vom vorstossenden Gletscher verursachte «Eistektonik» wird eingetragen; das Zeichen ist demjenigen für Gletscherschliffe ähnlich. (Hinter Rein 658850/262350)

Bei den Gelände- und Terrassenkanten drängt sich eine Differenzierung nach dem Betrag des Gefällsknickes und nach der Schärfe der Kante zwischen «gut ausgeprägten» und «schwachen oder unscharfen» auf.

Alle konkaven Gefällsknicke werden mit dem Hangfusszeichen wiedergegeben, sofern nicht allein eine Akkumulationsfläche, die an den Hang stösst, den Gefällsknick verursacht (Gofi und Umgebung 656600/248500)

An erosiv-denudativen Verflachungen werden ausgeschieden:

Peneplain, älter als präglazial

Riss - Erosionsflächen

Würm- »

Verflachung unsicheren Alters.

Die Schraffur der Signaturen für Riss- und Würmerosionsflächen entspricht im Linienabstand derjenigen der Akkumulationsflächen gleichen Alters, während die Richtung um 90° gedreht ist.

Als periglaziale Erosionsformen erscheinen

Kerben und Miniaturtälchen in Terrassenrändern (653700/255800)

periglaziale Dellen (→ Abs 37).

4. Anthropogenes

Ausbeutungen, die so gross sind, dass eine Rekonstruktion der durch sie zerstörten Formen unmöglich ist, sind mit punktierten Linien umgrenzt. (NW Wildeg 654000/252300).

Wichtige Aufschlüsse werden in ihrer wirklichen Form und Grösse eingetragen.

Gehören wichtige Aufschlüsse oder andere Formen einem im Text beschriebenen System an, so können die Bezeichnungen in einem Kreis hinzugefügt werden.

Auf fragliche oder nicht erklärbare Formen wird mit einem Fragezeichen hingewiesen.

Um Verwechslungen zu vermeiden, achteten wir darauf, kein Zeichen in die Legende aufzunehmen, dessen Bedeutung in den Alpen von derjenigen im Mittelland oder im Jura abweicht; beim Schotter-Zeichen der Alpenlegende liess sich dies leider nicht vermeiden. Es steht in den Alpen für Schotter im allgemeinen, im Mittelland und Jura hingegen für Mindel-Schotterflächen.

Auch einfarbig bleiben die Karten lesbar und wirken übersichtlich (→ K 3). Für den mehrfarbigen Druck sind die folgenden Farben vereinbart worden:

Blau: Gewässer	Schwarz: Nummern und Buchstaben zur
Rot: Abtragungsformen	Bezeichnung von Systemen,
Grün: Akkumulationsformen	Kartennetz, Aufschlüsse

Diese Farbgebung lockert die Karten auf, selbst wenn sie mit vielen Details belastet sind. Formkomplexe und verschiedene Relieftypen treten hervor, da sie sich im Farbton, der auf ihrer Gesamtläche durch die einzelnen Zeichen entsteht, unterscheiden.

Als Weiterentwicklung der Alpen-Legende der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft scheint die hier beschriebene Legende weitgehend für die Integralkartierung des schweizerischen Jura- und Mittellandgebietes verwendbar zu sein. Falls sich weitere Geomorphologen dazu entschliessen könnten, unsere Legende anzuwenden, würde mit der Zeit ein einheitliches geomorphologisches Kartenwerk der Schweiz entstehen; der Uebergang von den Alpen ins Mittelland und von dort in den Jura würde keine Schwierigkeiten verursachen. Auch eine spätere Auswertung zu Uebersichtskarten wäre auf diese Art leicht möglich, während sie bis heute praktisch undurchführbar war (→ *Annaheim* 1956 p 318 f).

Es leuchtet ein, dass für die Feldkarte 1 : 5000 und die Grundkarte 1 : 25000 die gleiche Legende verwendet wird. Auf beiden Karten lassen sich die Formen so darstellen, dass keine für irgendeine Auswertung der Karte wichtige Form unterdrückt werden muss. Anders verhält es sich ihres kleinen Maßstabes wegen mit den *Uebersichtskarten*. Hier sind wir gezwungen, Formen zu generalisieren, andere wegzulassen und das Ganze neu darzustellen, d. h. wir können den Karteninhalt und die Legende nicht ohne weiteres aus der Grundkarte übernehmen, sondern müssen sie nach wohlüberlegten Gesichtspunkten neu fassen. *Boegli* und *Moser* haben einige der sich ergebenden Möglichkeiten besprochen (1955 p 100, 103 und 105). Im Interesse der Vergleichbarkeit aller Kartentypen soll die Grundkartenlegende nur insoweit abgeändert werden, als es der kleinere Maßstab und der generalisierte Inhalt der Uebersichtskarte unbedingt erfordern. Die Aenderung besteht erstens im Weglassen der Zeichen der Kleinformen (z. B. Quelle, erratischer Block), aller anthropogenen Formen und geologischen Angaben, zweitens in der Erweiterung der Bedeutung gewisser Zeichen. Als Beispiele seien hier erwähnt die Zeichen für Gebiete mit Dolinen, Erdfällen und Schloten (= Dolinenzeichen der Grundkarte), für schwach ausgeprägte oder überschiffene Moränenwälle und Drumlins (= verlängertes Drumlinzeichen) und für Struktur- und Solifluktiionsböden (= Zeichen für periglazialen Boden in Dellen). Dank diesem Vorgehen musste für die vorliegende

Karte (K 3) nur *ein* neues Zeichen erfunden werden, nämlich dasjenige für überarbeitete Schotterflächen (→ Legende K 3).

Was in diesem Kapitel zur Legende ausgeführt worden ist, bezieht sich auf die eigentlich geomorphologischen Grundkarten und Uebersichtskarten. Spezialkarten (→ Tabelle p 3) erfordern eine andere Konzeption der Legende. Doch wäre auch da eine weitgehende Koordination in dem Sinne erstrebenswert, dass soweit möglich die bestehenden Signaturen verwendet werden (→ K 4).

24 UNSERE FELD-, GRUND- UND ÜBERSICHTSKARTEN

Ueber die *Feldkarte 1 : 5000* ist schon im Abschnitt 22 Wesentliches gesagt worden. Ein kleiner Ausschnitt ist abgedruckt in *Annahme* 1956, p 317, Figur 1.

Bei der Aufnahme wurde darauf geachtet, dass die geometrisch-topographische Erfassung der einzelnen Formen nicht vernachlässigt wurde. Die Feldkarte könnte demnach als morphographische Karte oder zumindest als deren Grundlage gebraucht werden. Der Hauptzweck war jedoch, eine morphologische Karte zu schaffen, die über die Entstehungsweise — nicht nur über das Aussehen — der Einzelformen Aussagen zu machen imstande ist, also eine morphologische Grundkarte. «Die Grundkarte stellt daher die physiognomisch und genetisch wichtigen Reliefformen, nach ihrem äusseren Habitus und ihrer Entstehung individualisiert, dar, ist demnach eine Karte vom Typus 2c der oben angeführten systematischen Ordnung.» (→ Tabelle p 3) «Grundsätzliche Ueberprüfung und wiederholte Kontrollen im Gelände haben hingegen dargetan, dass es von Nachteil wäre, das morphogenetische Prinzip kompromisslos anzuwenden. Manche morphologisch komplexen oder in genetischer Hinsicht undurchsichtigen Formen werden daher nur durch morphographische Symbole gefasst, wie etwa Talkanten, Terrassen usw. Auf diese Weise können Beobachtung und Interpretation auch kartographisch auseinandergehalten werden.» (*Annahme* 1956 p 316).

Die Legende ist dementsprechend gewählt worden. Es ist dieselbe wie diejenige der Karte 1 : 25000 (→ K 5) mit Ausnahme der Signatur, die auf der Feldkarte einen Moränenwall bezeichnet. Zum ganzen Komplex der Legenden-Fragen (Wahl der Zeichen, Farben, Koordination) verweisen wir auf den Abschnitt 23.

Die Feldkarte 1:5000 kann aus zwei Gründen nicht publiziert werden: Erstens ist sie viel zu gross und unübersichtlich; zweitens ist sie mit vielen Formen beschwert, die in grösserem Rahmen bedeutungslos werden. Durch ihre Ausmerzung und, wo nötig, durch Generalisierung vieler kleiner For-

men erhält man eine publikationsfähige *Grundkarte 1 : 25000* (K 5). Sie ist das wesentliche Dokument für die Befunde der Integralkartierung, gibt das Formeninventar und gestattet einen Ueberblick über Teile oder die Gesamtheit des Untersuchungsgebietes. Sie kann als Grundlage für grossräumige Uebersichtsarbeiten dienen; vor allem zu diesem Zwecke haben *Bugmann, Ringger* und ich unsere Karten-Legenden vereinheitlicht (→ Abs 23).

Als topographische Grundlage diene die Landeskarte der Schweiz 1 : 25000, die als Grauplatte mitgedruckt worden ist.

Die vorliegende *geomorphologische Uebersichtskarte 1 : 200000* entstand neben der eigentlichen Untersuchungsarbeit auf Anregung durch die Schweizerische Geomorphologische Gesellschaft hin, die im Oktober 1954 zum Zeichnen von Versuchsausschnitten aufforderte (*Boegli und Moser* 1955). Sie hatte eine morphologische Karte im Sinne der Grundkarte zu bleiben, aber ihrem Maßstab entsprechend nur Grossformen und Formkomplexe mitsamt ihrer Genese (ohne Altersangabe) wiederzugeben. Um dies zu ermöglichen, wurden alle Detailformen weggelassen; unter mehreren ähnlichen Formen wurden die wichtigsten generalisierend ausgewählt (so bei Terrassenkanten, Moränenwall-Resten, Rutschungen) und gewisse Formen, die in der Grundkarte mit verschiedenen Zeichen ausgeschieden waren, zusammengezogen (Schotter, Karstformen).

Der Druck erfolgt wie bei der Grundkarte in Blau, Rot und Grün, ist aber auch einfarbig möglich, ohne dass die Karte unübersichtlich wird (→ K 3 und *Geographica Helvetica* X, 2, 1955, p 105).

Die Karte lässt, wie es gefordert wurde, die durch ihre Morphogenese charakterisierten Relieftypen deutlich hervortreten:

- a) Glaziallandschaften in den Mittellandtälern mit ihren Endmoränenwällen, den Seitenmoränen, den welligen Zungenbecken-Böden (markante dicke Striche, dicke Punkte, feine Punkte)
- b) Schotter-Akkumulationsflächen (waagrechte, ruhig wirkende Schraffur)
- c) Erosionsflächen (senkrechte Schraffur)
- d) Juraketten mit ihren Schichtrippen (markante Zeichen auf weissem Grund)
- e) Penepplainreste im Tafeljura und Kettenjura (karrierte Flächen)
- f) Molasserücken im Mittelland (weiss, durchsetzt durch die Zeichen für die Systemreste)

Unter den übrigen Uebersichtskarten ist die *morphogenetisch-morphochronologische Karte* (K 4) zu erwähnen; sie differenziert die Komplexe nach ihrer Genese, soweit dies auf einer Uebersichtskarte möglich ist, und geht auf das Alter einzelner Formkomplexe ein.

3 UNTERSUCHUNG DER FORMEN

31 ÜBERBLICK

Der Kettenjura verliert im Aargau gegen E rasch an Höhe und Breite (Linnerberg 757 m, Habsburg 510 m; Wasserflue 866 m, Gisliflue 772 m, Chestenberg 647 m) und steigt erst wieder in den Lägern zu grösserer Höhe empor (866 m). Aare, Reuss und Limmat durchqueren ihn und führen die Wassermassen aus der gesamten Zentralschweiz N Brugg zusammen; sie bilden so den «schweizerischen Wassertrichter». Dabei spielt die Aare die wichtigste Rolle. Ihr breites Tal folgt dem Jurasüdfuss, bis es bei Wildeggen in den Kettenjura eindringt, ohne hier aber seine charakteristische Weite und Durchgängigkeit zu verlieren. Deshalb vermag es die Verbindung des Mittellandes mit dem Jura und sogar mit dem Hochrheintale nicht nur verkehrstechnisch, sondern auch landschaftlich herzustellen.

Von Wildeggen aus gelangen wir über Lenzburg hinauf ins Seetal oder nach E hinüber ins Bünzthal. Der nördlichste Ausläufer des Lindenberges trägt das Lenzburger Schloss. Der Durchgang vom Aaretal zum weitoffenen Birrfeld gelingt uns besser durch das Hausener Tal von Brugg aus als durch das enge Reusstal von Windisch her. Das Reusstal wird vom Limmattal durch den Höhenzug Heitersberg (787 m) — Gebenstorfer Horn (514 m) abgetrennt. Im Jurainnern führt das Schenkenbergertal von Schinznach über Thalheim zur Staffelegg hinauf. W und N Brugg bilden der Bözberg (585 m) und der Bruggerberg (522 m), N des untersten Limmattales der Siggenthaler Berg (Iberig 512 m) die Wände des «Wassertrichters».

Unser Untersuchungsgebiet umfasst den westlichen und zentralen Teil des beschriebenen Raumes (→ K 1 und 3).

311 BESCHAFFENHEIT DES UNTERGRUNDES

Der grösste Teil des bearbeiteten Gebietes ist geologisch von *Mühlberg* kartiert worden. Neben seinen Karten (1904, 1907) geben uns die dazugehörenden Erläuterungen (1905, 1908, 1910) wertvolle, detaillierte Angaben. Besser als die Geologische Karte der Schweiz 1 : 100000, Blatt III und VIII, eignet sich als Uebersichtskarte die neuere Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200000, Blätter 2 und 3 (1942 und 1950). Hier seien nur wenige, vor allem die für die morphologischen Untersuchungen ins Gewicht fallenden Tatsachen erwähnt.

Der *Muschelkalk* ist die älteste Formation, die in unserem Gebiet aufgeschlossen ist. Er tritt uns im Kettenjura als unterste Schicht der überschobenen Komplexe entgegen und bildet oft Schichtrippen. Deren Gräte bestehen aus Hauptmuschelkalk; sein Liegendes ist höchstens bis zu den Mergeln des mittleren Muschelkalkes aufgeschlossen. Der *Keuper*-Gips

wurde früher in Gruben ausgebeutet. In seinen Salzlagern wird noch heute in kleinem Masse Bitterwasser erzeugt (Birmenstorf). In der *Jura*-Formation wechseln harte und weiche Schichten ab. Das daraus entstehende Rippen-Relief ist besonders bei Birmenstorf E der Reuss charakteristisch, wo die ganze Schichtfolge vom Muschelkalk bis hinauf zu den Wangenerschichten des mittleren Malms ansteht. Der obere Malm ist nur am Ostende des Chestenberges, S der Ifluh und am Nordende des Bruggerberges vorhanden. Weitaus die meisten der von jurassischen Kalken gebildeten Schichtrippen bestehen aus Hauptrogenstein oder aus Wangenerschichten, wenige aus Effingerschichten. Die harten Kalkbänder in den Effingerschichten und im Lias treten eher nur als Härtekannten auf.

Kalke aller Schichten werden in Steinbrüchen ausgebeutet, namentlich die Effingerschichten zur Zementfabrikation (Holderbank, Wildeggen). Grosse Opalinustongruben finden wir NW Schinznach und N Birmenstorf.

Das Tertiär ist vertreten durch eozänen Bohnerzton, die oligozäne untere Süsswassermolasse, die miozäne obere Meeres- und obere Süsswassermolasse. — In der unteren Süsswassermolasse (Aquitani) wechseln sandige, vielfarbige Mergel mit knauerhaltigen Sandsteinbänken ab. Sie ist bis 100 m mächtig; im Gebiete des Bruggerberges fehlt sie. — Die obere Meeresmolasse ist im Mittelland («helvetische Facies» nach Mühlberg 1908) etwa 70 m mächtig; Ueber ungefähr 30 m weichem Sandstein folgen Muschelsandsteine, die an einigen Orten als Bausteine ausgebeutet werden können (Mägenwil, Othmarsingen). Dieser untere Teil der oberen Meeresmolasse, der etwa 60 m mächtig ist, gehört zum Burdigalien. Er existiert nur S einer Linie Stauf, Lenzburg, Mägenwil, Wettingen. Sein Hangendes (Helvétien) bilden die Bunte Nagelfluh oder Lagen von Austermolasse. Die «rauracische Facies» des Helvétien, W der Linie Umiken-Remigen, ist ein Muschelagglomerat (NW Villnachern). — Die obere Süsswassermolasse (Tortonien) ist noch auf weit grösserer Fläche abgetragen als die obere Meeresmolasse; die Vorkommen beschränken sich auf den Süd- und Südwestrand unseres Gebietes, auf den Iberig und auf den Bözberg; dort sind es im ganzen bis zu 100 m mächtige weiche Sandsteine und Mergel, auf dem Bözberg Juranagelfluh und Helicitenmergel von stark schwankender Mächtigkeit. Im Grenzgebiet der beiden Facies ist leider die obere Süsswassermolasse ganz erodiert.

Schotter und Moränen machen den Hauptteil der *quartären* Ablagerungen aus. Nach ihrer Höhenlage, ihrer Verkittung und ihrem Erhaltungszustand lassen sich fünf verschiedene fluvioglaziale Schotter unterscheiden: älterer Deckenschotter (Günz), jüngerer Deckenschotter (Mindel), Hochterrasse (Riss I), Riss II - Schotter, Niederterrasse (Würm). Eine zuverlässige geologische Methode zur Altersbestimmung ist noch nicht gefunden worden. — Die Moränen lassen sich einteilen in junge, sicher aus dem Würm stammende, und ältere, die bis jetzt allgemein als zu Riss II gehörend

betrachtet worden sind, die wir aber teilweise zu Riss I, Mindel oder Günz zu stellen haben (Mündliche Mitteilung *Bugmanns*). Sowohl die End- und Seitenmoränen als auch die Grundmoränen können in ihrer Materialzusammensetzung stark variieren. — Von geringerer Bedeutung sind Bergsturz-, Rutschungs- und Sackungsmassen, Gehängeschutt, Tufflager (Reusstal S Birnenstorf und in Wohlenschwil) und Bachschuttkegel, da sie nur geringes Ausmass annehmen.

312 TEKTONIK

Das Untersuchungsgebiet hat Anteil an drei tektonischen Einheiten, am Tafeljura, am Kettenjura und am Mittelland. (Die Hinweise im folgenden Abschnitt beziehen sich auf die Karte 2 und die Profile im Anhang.)

N Brugg fallen die Schichten des Tafeljuras mit gleichmässiger Neigung gegen SE ein (weniger als 10^0). Am Nordostende des Bruggerberges zweigt aber eine schwache Antiklinale nach E ab; diese «Siggenthaler Antiklinale» (b) zeigt sich in der Flexur an der Fluh des Iberigs (Ifluh). *Amsler* hat diese Verhältnisse mit Schichtisohypsen sehr gut dargestellt (1915 p 455 Figur 8). Die Mulde von Turgi (Westende der *Mühlberg*schen «Lengnauer Mulde», *Mühlberg* 1905 p 519) bildet einen von E her bis Villnachern vorgetriebenen Keil zwischen Tafel- und Kettenjura (h). Doch ist der Uebergang in den Kettenjura nicht ungestört: W der Aare bildet ein aufgeschobenes Malm-Dogger-Paket den Linnerberg (a) (*Mühlberg* 1889 p 402); ferner zieht sich vom Rainwald NE Habsburg eine schwache Falte bis S Gebenstorf (a).

Die Nordgrenze des eigentlichen Kettenjuras ist die durchgehende Linie der Ueberschiebungsstirne Mont Terri - Lägern, die in unserem Gebiet angezeigt wird durch den Zeiher Homberg, den Dreierberg, die Bözenegg, die Habsburg und die Schichtruppen W und E der Reuss bei Birnenstorf (c). Bohrungen für das Kraftwerk Wildegg-Brugg haben S dieser Antiklinale bei Schinznach-Bad eine kleine Ueberschiebung nachgewiesen (NOK 1949). Eine zweite Antiklinale (d) läuft über Würz, Chalm, Schinznach-Dorf nach SE, überquert das Aaretal und bildet den Chestenberg. Während *Mühlberg*, gestützt auf Molassevorkommen im Reussbett NW Mellingen (1905 p 525), die Fortsetzung dieses Zuges bei Wettingen, Neuenhof und Würenlos sucht, verfolgt ihn *Amsler* N der Linie Mägenwil-Tägerig ins Reusstal hinein (g); die schwache Auffaltung der Molasse bei Würenlos und Neuenhof lässt er als selbständige «Neuenhofer Antiklinale» (f) gegen WNW streichen und in der Gegend N Birnenstorf sich mit dem Jura vereinigen. Diese Zuweisung erhält dadurch eine weitere Stütze, dass *Jäckli* die von *Mühlberg* im Reussbett als Molasse eingezeichneten Schichten als Quartärbildung (Riss) auffasst (Mündliche Mitteilung am 31. 7. 56). Die Gisliflue, die zur *Amsler*-

schen «Homberg-Ueberschiebung» gehört, ist die südlichste Kette (e); sie endet bei Wildeggen, wo sie sich noch als nach SW vorspringender Ausläufer des Chestenberges bemerkbar macht.

Die Abzweigung der Kettenenden vom W-E-gerichteten Jurastamme nach SE oder ESE bringt *Amsler* in ursächlichen Zusammenhang mit dem Ablauf der Juraufaltung (1915 p 448, 1926). Es ist hier nicht der Ort, näher darauf einzugehen, umso mehr, als im Kapitel 4 davon die Rede sein wird.

Der Mittellandanteil ist ein tektonisch einheitliches und ruhiges Gebiet. Die Molasse fällt schwach, in Juranähe ein wenig stärker (bis mehr als 10^0), südsüdostwärts ein. Die oben besprochenen zwei Antiklinalen (f und g) sind die einzigen bekannten Störungen. Leider ist der Uebergang vom Kettenjura ins Mittelland nicht direkt beobachtbar, da die Erosion und die pleistozäne Akkumulation einen breiten Zwischenraum geschaffen haben.

313 MORPHOLOGIE

Die verschiedenen *geologischen* Einheiten, die in unserem Untersuchungsgebiet zusammenstossen (→ K 2), geben dem *morphologischen* Aspekt in seinen grossen Zügen das Gepräge (→ K 3).

Im Norden wird noch ein Stück des Tafeljuras in unsere Untersuchungen einbezogen, nämlich Teile des Bözberges, der Bruggerberg und der Westabhang des Iberigs. Ihre heutigen Rückenflächen werden entweder von der Juranagelfluh oder vom Deckenschotter gebildet und sind dem tektonischen Bau nicht mehr konform; dieser zeigt aber das Untertauchen des Tafeljuras unter den Kettenjura deutlich an. Verstärkt durch den Zufluss der Reuss und der Limmat tritt die Aare bei Lauffohr in ihren untersten Talabschnitt ein, welcher den Tafeljura quert. Ihre Niederterrassenfelder, die rund 150 bis 180 m tiefer liegen als die umgebenden Berge, stehen zu diesen in schroffem Gegensatz. In W schliesst der Kettenjura mit dem Linnerberg unmittelbar an den Tafeljura an, während er im E durch das breite Mündungsgebiet der Limmat und der Reuss vom Tafeljura getrennt wird, das mit der tektonischen Mulde von Turgi annähernd zusammenfällt.

Die Antiklinalen des Kettenjuras treten im W der Aare als prägnante Schichtrippen hervor. Im E zieht sich — allerdings rasch absteigend — nur die Habsburg-Lägern-Antiklinale auf längere Strecke hin. Nachdem sie im Reusstal zur Ausbildung des schon erwähnten Musterbeispiels selektiver Erosion (p 11) Anlass gegeben hat, tritt sie zwischen Birnenstorf und Baden morphologisch gar nicht mehr in Erscheinung. Die Chestenberg-Antiklinale zweigt bei Schinznach von den andern Ketten nach ESE ab und senkt sich rasch; von Brunegg an ist sie durch Erosion abgetragen. Der Kamm des Chestenberges ist eine auffällig geradegezogene Schichtrippe.

Zwischen dem Kettenjura und dem Mittelland liegt ein breiter, von jungpleistozänen Schottern teilweise wieder aufgefüllter Erosionsgürtel, der

sich vom Aaretal her über das Reusstal bis ins Tälchen von Dättwil-Baden erstreckt.

Der Anteil am Mittelland wird durch die Täler der Wyna, des Aabaches, der Bünz, der Reuss und der Limmat in SE-NW-laufende Streifen gegliedert. Die dazwischen liegenden Molasserücken sind im Altpleistozän aus der präglazialen Peneplain herauspräpariert und später wesentlich erniedrigt worden. Sie tragen als Spuren der verschiedenen Eintiefungsphasen zahlreiche Verflachungen. Leider sind diese nicht mehr mit Schottern bedeckt, so dass ihre Datierung erschwert oder unmöglich ist; überdies fallen sie häufig mit widerstandsfähigeren Schichten (Muschelsandstein, Nagelfluh) zusammen. Bei den Tälchen, welche die Rücken quer zerschneiden (Ammerswil, Hägglingen), handelt es sich um glaziale Abflussrinnen.

Die Bergformen sind auf grosser Fläche mit Rissmoränenmaterial bedeckt; die Hänge tragen mehrere Seitenmoränenzüge aus der letzten Eiszeit. Verfolgen wir diese nach N, so steigen sie auf den Talboden hinunter und setzen sich in teilweise prächtig ausgebildeten Endmoränenwällen fort. Die Moränenkränze von Seon, Othmarsingen und Mellingen sind die Ablagerungen des maximalen Eisstandes des Reussgletschers in der Würmeiszeit. Vor mächtigen innern Wällen liegen unbedeutende äussere, bei Othmarsingen sind solche nur noch in Resten anzutreffen.

An die innersten Endmoränenwälle schliessen sich im S verschieden gestaltete Zungenbecken an: Der Boden des Zungenbeckens von Seon-Seengen wird von mehreren glatt geschliffenen und kaum mehr erkennbaren Endmoränenwällen gebildet, die dem Stadium von Seengen zuzurechnen sind. Der Aabach hat sich von N her, wo er in einem schluchtartigen Tal die Seoner Moränen durchbricht, erst bis Seon nennenswert rückwärts eingetieft. Das Zungenbecken von Othmarsingen-Hendschiken ist eine breite, fluviale Erosionsfläche, die bis zu den älteren, überfahrenen Moränen von Dottikon reicht. Die Bünz hat sich in diese Fläche 10 bis 20 m tief eingeschnitten. Um Mellingen hat die Reuss ihre Schotterablagerungen fast auf der ganzen Talbreite ausgeräumt. Erst N Tägerig tritt eine höhere Schotterfläche von beiden Seiten bis an den Fluss heran; die Genese dieser Schotter ist umstritten.

An die Moränen des Maximalstandes schliessen aussen, also nach N, ausgedehnte Schotterfelder an. Allerdings sind es nicht in ihrer ganzen Breite Akkumulationsfelder; denn die Schmelzwasserströme haben schon während des Hochglazials erodiert, zwar nicht tief, aber auf breiter Fläche. Das Akkumulationsniveau ist erhalten geblieben im Birrfeld, SW Brunegg, NE und W Lenzburg, ferner in einigen Resten im Aaretal zwischen Wildeggen und Brugg, im untersten Reuss- und Limmattal und in der Refugiallage N des Bruggerberges. Während des Gletscherrückganges und später haben alle Nebenflüsse der Aare tiefe Täler in ihre Schottermassen eingegraben, wäh-

rend die Aare dank ihrer grösseren Wassermasse breite Erosionsflächen zu schaffen vermochte. Alle diese Schotterfluren schneiden den Jura und erscheinen in ihm als Fremdkörper. Weil sie ihn aber durchdringen, stellen sie gute Verbindungen mit dem Mittellande her. Wichtigste Verkehrslinien folgen dem Aare- und Limmattal, andere steigen aus der Aareniederung über die verschiedenen Schotterterrassen hinauf oder benützen die Sohle der Nebentäler, um ins Mittelland weiterzuführen.

32 DIE FORMEN DES TAFELJURAS

Nachdem wir nun einen Ueberblick über den Formenschatz im grossen gewonnen haben, könnten wir daran gehen, die räumlichen Abschnitte, z. B. die einzelnen Täler, nacheinander ins Auge zu fassen und im einzelnen zu beschreiben. Da aber die Karten (K 3 und 5) ein viel besseres Bild vom räumlichen Nebeneinander geben als jede Beschreibung, wollen wir auf diese Betrachtungsart verzichten und die Schilderung der wichtigen Formkomplexe an ihre Stelle setzen. Dabei soll die zeitliche Einordnung noch nicht vorgenommen werden; sie bleibt dem Kapitel 4 vorbehalten.

Unter «Formkomplex» verstehen wir eine Gruppierung von Einzelformen, die räumlich durch markante Gefällsbrüche umgrenzt ist und bei deren Genese ein oder auch mehrere Gestaltungsfaktoren vorwiegen. Diese Definition lehnt sich an die *Meriansche* an (1946 p 13 und 40).

Als Beispiele könnten angeführt werden:

- 1) Der Formkomplex der Endmoränenwälle, abgegrenzt gegen das Zungenbecken durch den Fuss des innersten Walles, gegen aussen durch den Gefällsknick beim Uebergang in das Schotterfeld. Vorwiegender Gestaltungsfaktor = glaziale Akkumulation.
- 2) Der Formkomplex der Hochterrassenfelder, abgegrenzt nach oben durch konkaven, nach unten durch konvexen Gefällsbruch (Kante). Vorwiegende Gestaltungsfaktoren: Fluviale Akkumulation und Erosion, dann glaziale Bearbeitung der Oberfläche.

Nach der obigen Definition des Begriffes «Formkomplex» ist der von uns untersuchte Abschnitt des Tafeljuras an 5 Formkomplexen beteiligt:

- 1) Bözberg-Peneplain und erniedrigte Fläche, die im E anschliesst,
- 2) Ausräumungszone des Fricktals,
- 3) Talnetz zwischen Geissberg und Bruggerberg,
- 4) Erosionstrichter W Villnachern,
- 5) Nordhang des Aaretals.

Der Aaretalhang zieht sich ohne Unterbrechung weiter dem Bruggerberg entlang bis nach Lauffohr. Obwohl der Bruggerberg geologisch zum Tafeljura gehört, müssen wir ihn vom geomorphologischen Standpunkt aus als Inselberg zum Aaretal rechnen; wir werden ihn deshalb in einem andern Zusammenhange betrachten.

Vosseler beschreibt in seiner Arbeit über die Morphologie des Aargauer Tafeljuras die sarmatische Peneplain, zu der auch die Bözberg-Peneplain gehört, ausführlich (1918 p 223 ff). Der südliche Teil der Bözberg-Hochfläche reicht noch in unser Untersuchungsgebiet herein. Auf der Karte (K 5) ist nur die nicht erniedrigte, voll erhaltene Fläche mit der Peneplain-Schraffur wiedergegeben. Die tiefste Stelle mit 570 m liegt bei der Bözberg-Passhöhe in Neu Stalden. Von dort steigt die Fläche gegen N und NNW mit 1,5 bis 2,5 ‰ an, während sie im S bei Linn (652300/257900) auf 580 m an der Stirn des Kettenjuras ihr Ende findet. Was an der Fläche in die Augen sticht, ist ihre Ebenheit. Es treten nirgends Härtekanten auf, so dass man sie als Akkumulationsfläche betrachten könnte. Doch schneidet sie die Schichten der Juranagelfluh und ist deshalb eine Rumpffläche (*Vosseler* 1918 p 227).

Diese eigentliche Peneplainfläche setzt sich NE und E der Bözberg-Passhöhe in einer erniedrigten und steileren Fläche fort; auf ihr liegen die Ortschaft Ursprung, die Weiler Ober Hafen und Hafen und die Höfe Sindel, Vier Linden und Birch. Das Gefälle ist nach E gerichtet und beträgt bis zu 3,5 ‰. Einzelne kurze, höchstens 100 m lange Kanten durchsetzen die Fläche. Nur im E können einige als Talkanten in einem Entwässerungsnetz aufgefasst werden; die übrigen aber zeichnen sich durch Regellosigkeit aus und müssen als Härtekanten angesprochen werden. Wie diese zustande kommen, zeigt uns der grosse Aufschluss von Helicitenmergeln und Juranagelfluh neben dem Schießstand bei «Chrendel» (656000/259950): In den Mergeln liegen bis 25 m breite und bis 2 m mächtige Kalkschotterlinsen. Sie sind die Querschnitte der in Rinnen abgelagerten Juranagelfluh. Dort, wo ein grosses oder mehrere kleine solche Juranagelfluhbänder an die Oberfläche treten, bildet sich eine Härtekante.

Der von der Bözberg-Peneplain und der im E anschliessenden Fläche gebildete Formkomplex ist durch weitflächige Erosion entstanden und hat dort seine Grenzen, wo jüngere Talformen ihn angreifen: Aus dem Fricktal reichen die Verästelungen der Sissle bis auf die Bözbergfläche hinauf, im N hat sich der Bach von Kirchbözberg mit drei Tälchen eingetieft, im E führt im «Chrendel» ein kleines Bächlein auf den Taltorso von Riniken-Rüfenach hinunter. Der SE-Rand der Hochflächen ist durch die Aare zugeschnitten worden; das kleine Tälchen, in dem W Umiken die Bözbergstrasse verläuft, und der Erosionstrichter des Baches von Villnachern greifen dort noch weiter in den Körper des Bözberges ein.

Die Täler der drei Bäche, welche diesen Trichter formen, beginnen unvermittelt mit steilen Einschnitten E Neu Stalden, S Widacher (652650/258450) und E Linn auf etwa 570 m. Die Aare auf 341 m ist von dort nur

2,5 km entfernt. Nehmen wir als Erosionsbasis die Niederterrassenfläche und berücksichtigen wir die Talwindungen, so erhalten wir ein durchschnittliches Gefälle von etwa 10 ‰; in den zwei südlichen Tälchen ist das Gefälle im Oberlauf am grössten, im «Graben» jedoch im mittleren Abschnitt, mit mehr als 25 ‰. Dieser Umstand, dann die Richtungsänderung am Oberende der Steilstrecke im «Graben» (653850/258900) und einige W-E laufende Kanten etwa 100 m S «Vier Linden» lassen uns annehmen, dass dieser Bach ursprünglich auf der Abdachung des Bözberges nach E floss und später von S her angezapft wurde. Die Unausgeglichenheit aller drei Längsprofile, die Zerschneidung der Hänge durch reich verzweigte Gräben und die zahlreichen Rutschungen zeigen uns die Aktivität der rezenten Erosion. Die nahe Erosionsbasis, die geringe Widerstandsfähigkeit der Juranagelfluh und viele kleine Quellen wirken hier zusammen. Auf der Karte lässt sich die Mannigfaltigkeit der Formen, vor allem der Kanten, gut erkennen.

Einige der Rücken, die zwischen zwei Seitenbächen als Erosionsreste stehen geblieben sind und sich quer zum Haupttälchen hin absenken, sind soweit erniedrigt worden, dass ihre Hangflächen oben in einen Kamm zusammenlaufen; für diese Formen wurde das Geländekantenzeichen mit beidseitigen Schraffen verwendet.

Am schon kurz erwähnten Tälchen, das die Bözbergstrasse zum Aufstieg von Umiken auf die Hochfläche benützt, fällt zuerst auf, dass es fast parallel zum Aaretal verläuft, und zwar nur etwa 100 m vom Abfall der Bözbergfläche entfernt. Dies deutet darauf hin, dass es nicht als Nebental zum heutigen Aaretal angelegt worden sein kann; es war vielmehr, ähnlich wie der «Graben» N Villnachern, zuerst nach E gerichtet und wurde später bei Umiken nach S abgelenkt. Der Uebergang der Flachstrecke S Hafen in eine Steilstrecke W und N Loohölzli (655550/259100) und die Richtungsänderung W Umiken entsprechen den beim «Graben» beschriebenen Verhältnissen. Der Oberlauf zielt auf den Boden des Aaretaltorsos von Riniken-Rüfenach; die Ablenkung bei Umiken dürfte also erfolgt sein, als die Aare ihr neues Tal Schinznach-Villnachern-Umiken-Brugg-Lauffohr (→ Abs 433) austiefte und dabei am N Talhang kräftig seitlich erodierte.

In den andern Tälern, die in den Bözbergrand vordringen, bemerken wir eine jüngere, kerbenförmige Eintiefung in den flachen oberen Talhängen. Sie kommt, allerdings verstärkt durch den Gesteinswechsel Molasse/Malmkalk und betont durch die Felswände des Malms, besonders gut NE Kirchbözberg (655000/260500) zur Geltung. Die Linie des Querprofils sinkt von 510 m im SE sanft auf 480 m, fällt auf 440 m, steigt ebenso steil wieder auf 475 m an und nähert sich in sanftem Anstieg nach NW wieder der Bözbergfläche auf 535 m. Im Gegensatz zu den Tälchen NW Villnachern und W Umiken sind die Steilstrecken allein durch die harten Wangener- und Geissbergsschichten bedingt. Die Längsprofile sind sonst sehr ausgeglichen, und das Gefälle ist gering.

Eine Kante, die bald durch vorgelagerte Bastionen oder kleinere parallele Kanten gemildert, bald messerscharf ist, begrenzt den Bözberg gegen das Aaretal. Wo N Villnachern der linke Talhang des «Grabens» in den Hang des Aaretals übergeht, springen harte Juranagelfluhbänke als Bastionen nach S vor. Weiter im E hat die Aare durch kräftige Seitenerosion vor der Ablagerung der Niederterrasse den Hang so versteilt, dass sich auf mehr als 1 km Länge, besonders zwischen den Höfen Schriber (655450/258900) und Neumüli (655300/258500), mannigfaltige Sackungs- und Rutschungsformen entwickelt haben. An vielen Stellen liegen von fast senkrechten Anrissen abgestürzte Blöcke aus Juranagelfluh. Die Sackungen und Rutschungen werden dadurch begünstigt, dass die Juranagelfluhschichten nach SE gegen das Aaretal einfallen und mit Grundwasser, das sie auf der Bözbergfläche aufgenommen haben, durchnässt sind. In den untersten Partien des Hanges ziehen sich Erosionskanten hin, die auf- und absteigen, teilweise handelt es sich um Härtekannten (Juranagelfluh-Linsen), teilweise um angeschnittene Sackungswälle.

Solche Kanten unterscheiden sich deutlich von den horizontalen Terrassenkanten in homogenen Schottern, z. B. in der Niederterrasse. Dies scheint *Mühlberg* entgangen zu sein; auf seiner geologischen Karte (1904) reicht die Niederterrasse zu weit nach N, d. h. in das Gebiet der auf- und absteigenden Kanten hinein.

322 EINZELFORMEN AUF DER BÖZBERGFLÄCHE

Die Voraussetzungen zur Bildung von *Karstformen* sind heute offenbar nur im Tafeljura-Anteil unseres Untersuchungsgebietes erfüllt. Im Kettenjura-Anteil konnte bloss eine Doline im Gipskeuper im Tal des Längebaches NW Schinznach gefunden werden (651350/256400). Dolinen sind überhaupt die einzigen Vertreter der Karstformen in unserem Gebiet; leider sind die zugehörigen unterirdischen Entwässerungssysteme nirgends nachzuweisen.

Neben einzelnen Dolinen E Riniken (657300/260750) und am Rande der Bözberg-Peneplain SSE Neu Stalden lässt sich auf der erniedrigten Bözbergfläche ESE Kirchbözberg ein ganzes Dolinenfeld nachweisen. Dass es in der Juranagelfluh, die dort etwa 50 m mächtig ist, angelegt werden konnte, ist beachtenswert und deutet auf die Durchlässigkeit dieses Gesteins hin; die Nagelfluh selber liegt auf Wangenerkalk. Eine W Gruppe (654900/260100) besteht aus fünf kreisförmigen Dolinen mit Durchmesser von 10 bis 20 m und einer länglichen mit Achsen von 30 und 50 m. Alle sind klar ausgebildet und gut erhalten.

Die E Gruppe (655400/260100) scheint zunächst unentwirrbar. Der Ueberblick wird durch ein dichtes Gestrüpp kleiner, dürrer Tannen verunmöglicht, welches die komplizierten Formen überzieht und verhüllt. —

Nur bei einer der Dolinen ist die Umrandung kreisförmig und intakt. Bei einigen gelangt man über eine unbedeutende Schwelle nach der einen Seite ins Freie, bei andern sogar ebenerdig. Alle diese Dolinen liegen dort, wo die Hochfläche sich in eine kleine Mulde gegen E absenkt; das Gefälle erklärt die unsymmetrische Form. Bei weiteren dolinenartigen Eintiefungen erheben sich die Ränder wie Wälle über die Umgebung; überdies treten wallartige Erhebungen auf, die von den Dolinen isoliert sind. Diese aussergewöhnlichen Formen können wir uns nicht als natürliche Formen vorstellen. «Nach der Ueberlieferung wurden . . . dort vor Jahrhunderten durch das Kloster Königsfelden Mühlesteine gegraben . . .» Dieser Mitteilung der Gemeindekanzlei Riniken vom 26. 10. 57 widerspricht *Vossellers* Hinweis (1925 p 39) auf Ausbeutungen des vindobonen marinen Muschelagglomerates zum gleichen Zwecke, da dieses erst 500 m weiter im NW an die Oberfläche tritt. Ueberdies weist die Bedeckung mit jungen Bäumchen auf anthropogenen Einfluss in jüngster Zeit, eventuell Erdbewegungen bei militärischen Uebungen, hin. Anscheinend ist eine gesicherte Erklärung nicht möglich.

Von Alt Stalden aus verläuft ein sanfter Rücken gegen ESE über «Tannbüel». Er trägt einige *Rillen*, die merkwürdigerweise nicht die Richtung des grössten Gefälles einschlagen und quer zum Rücken liegen, sondern ihm parallel aufgesetzt sind. Während im W nur einzelne kurze Rillen von 40 bis 100 m Länge auftreten, können wir vom Punkt 653200/259450 S «Birch» an zwei Rillen auf längere Strecken verfolgen (→ Abb 1). Sie sind bis 30 m breit und maximal 2 m tief und erreichen eine Länge von 850 bzw. 300 m.

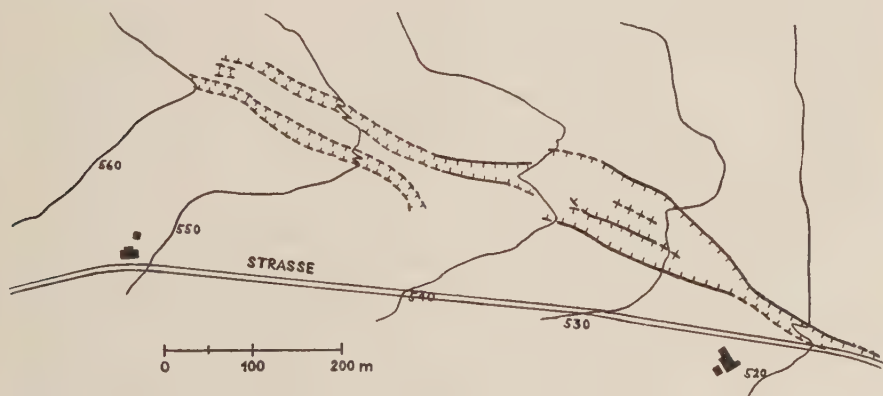


Abbildung 1: Rillen auf der Bözbergfläche

Man ist vielleicht im ersten Augenblick geneigt, die Rillen als Ueberreste alter Wege aufzufassen, umso mehr, als sie von der alten Bözbergstrasse bei Alt Stalden zur neuen

hinüberzuführen scheinen. Doch warum sind es 2 Rillen, warum teilt sich die eine überdies in 3 Linien auf? Wären die Rillen alte Formen aus der Zeit der Ausbildung des Plateaus, so wären sie in der Risseiszeit mit Moränenmaterial ausgefüllt oder verwischt worden. Sie müssen also jünger sein.

Wären die Rillen akkumulativ entstanden, so käme nur glaziale Akkumulation in Frage. Diese hinterlässt jedoch andere Formen.

Sind die Rillen aber erosiv entstanden, so muss das Wasser, das sie gebildet hat, am Abfluss gegen S, stellenweise auch gegen N, gehindert gewesen sein. Als Hindernis kommt nur das Gletschereis während der Risseiszeit in Frage. Da das Eis über dem Rücken von Tannbüel sowieso dünner war als in der Umgebung, schmolz es hier zuerst weg. Dem Gletscherrand oder auch nur dem Rand einer Toteismasse nach floss Schmelzwasser und grub Rillen in die weichen Grundmoränen-Ablagerungen. Die geringen Mengen des erodierten Materials wurden S Ursprung auf dem Plateau wieder abgelagert.

33 DIE FORMEN DES KETTENJURAS

Anhand unserer Karte lässt sich sofort feststellen, dass im Gebiet des Kettenjuras ausser Schwemmkegeln und kleinen Sackungen, Rutschungen und Bergstürzen nur Erosions- und Denudationsformen vorkommen. Die auffälligsten und häufigsten sind die Schichtruppen. (Auf unseren Karten zeigen die abstehenden kurzen Striche des Schichtruppenzeichens die Seite der Schichtköpfe (Stufenfront) an; die durchgehende Linie verläuft entlang der Schichtruppenkante.)

331 DIE SCHICHTRUPPEN DER NÖRDLICHEN ANTIKLINALEN

Während die N Kettenjuraberge im W der Aare grosse Höhen erreichen (Dreierberg 758 m, Grund 731 m, Linnerberg 722 m), steigen sie im E maximal auf 573 m an (ENE Birmenstorf, 662600/257700). Erst in der Lägernkette, als ihrer Fortsetzung, tritt uns wieder eine höhere Erhebung entgegen (866 m). Da die Achsen der Antiklinalen zwischen Aare und Limmat, wie die geologische Karte (*Mühlberg* 1904) zeigt, nicht absinken, kann diese Erniedrigung nicht tektonisch bedingt sein; sie ist das Resultat breitflächigen Abtrags:

Die S Gebenstorf aus dem Reusstal nach E zum «Erli» und Stettberg aufsteigenden Schichtruppen der Vorfalte (→ K 2: a) bzw. der Habsburg-Lägern-Antiklinale laufen beim Geisshof in eine kleine Hochfläche von etwa 470 bis 480 m aus. Nur die härtesten Schichten (Muschelkalk) treten daraus in der Gegend des Eichhölzli schwach hervor (493, 502 m). Etwa 1 km weiter im SE sind in den Dogger- und Malm-Schichtruppen NE Birmenstorf N «Bergreben» und N «Brunnmatterhau» auf 490 m Höhe Verflachungen nachzuweisen. Daraus können wir vorläufig den Schluss ziehen, das ganze Gebiet zwischen Gebenstorf und Birmenstorf sei einmal ungeachtet seiner geologischen Struktur auf dieser Höhe eingeebnet gewesen. Von

den angedeuteten Verflachungen aus erklimmen die letztgenannten Schichtrippen das Plateau der Müseren auf 565 m, welches gegen NW in dasjenige des Chörnlißberges auf ungefähr 540 m übergeht. Die Antiklinale ist hier in ihrer ganzen Breite durch flächenhafte Abtragung gekappt worden.

Aehnliche Verhältnisse wie zwischen Limmat und Reuss finden wir auch zwischen Reuss und Aare. Die Kulminationspunkte der einzelnen Schichtrippenkanten liegen jedoch noch tiefer (Habsburg 510 m, Guggerhübel 434 m, Eiteberg 500 m); zwischen Habsburg und Scherz und N und W Hausen fehlen Schichtrippen vollständig.

Sind die Antiklinalen E der Aare älteren Einebnungen zum Opfer gefallen, und treten deshalb die Schichtrippen nur in tieferer Lage, im Bereich jüngerer Erosion, auf, so sind die Aufschiebungen W der Aare von tiefgreifendem Abtrag verschont geblieben. Die Formen entsprechen weitgehend dem Gebirgsbau. Allerdings hat der Längebach beim Südportal des Bözbergtunnels, weit nach W vordringend, stark erodiert. Auf den Einschnitt eines Nebenbaches in die Hauptmuschelkalkrippe W Bözenegg sind die Rutschungen im Dogger des Linnerberg-Südosthanges zurückzuführen, die durch seine fast senkrechten Schichten begünstigt werden. Einige hundert Meter W dieses Rutschgebietes liegt ein weiteres; seine verwischten Formen weisen auf ein höheres Alter hin. Wir werden auf diese Rutschgebiete im Abschnitt 334 zurückkommen.

332 DER SÜDHANG DER GISLIFLUE-CHESTENBERG-KETTE

Geologisch gesehen, ist der Chestenberg die Fortsetzung der Antiklinale, die sich über Würz, Chalm nach Schinznach-Dorf zieht. Im Aaretal ist ihr Südschenkel durch eine kleine Hauptrogensteinrippe im Niederterrassen-Schotter bei «Werd» (654100/254200) angedeutet, taucht NE Holderbank als Aufschiebung wieder auf und setzt sich durch den ganzen Chestenberg fort. Die Homberg-Gisliflue-Antiklinale ist als Ueberschiebung auf den Südschenkel der Chalm-Chestenberg-Antiklinale zu werten. Aber sowohl der Anblick vom Mittelland her als auch eine morphologische Untersuchung lassen eine Aehnlichkeit des Chestenberges mit der Gisliflue erkennen. Orographisch bilden sie die östlichen Glieder *einer* Kette, nämlich der Jura-randkette; deren nächstes Glied, der Homberg, wird durch die Einsenkung des «Gatters» von der Gisliflue getrennt. Gerber hat die einzelnen «Sektoren» beschrieben (1950).

Die Gisliflue und der Chestenberg lassen sich in zwei Stockwerke gliedern: Auf einem breiten Unterbau von 420—520 m, der durch Bäche in einzelne Vorberge zerschnitten ist, erhebt sich der zum Grat aufsteigende Oberbau; seine Südflanke ist eine ausgeglichene, fast ebene Fläche. Diejenige

PROFIL DURCH DEN SÜDHANG DER GISLIFLUE UND DES CHESTENBERGES

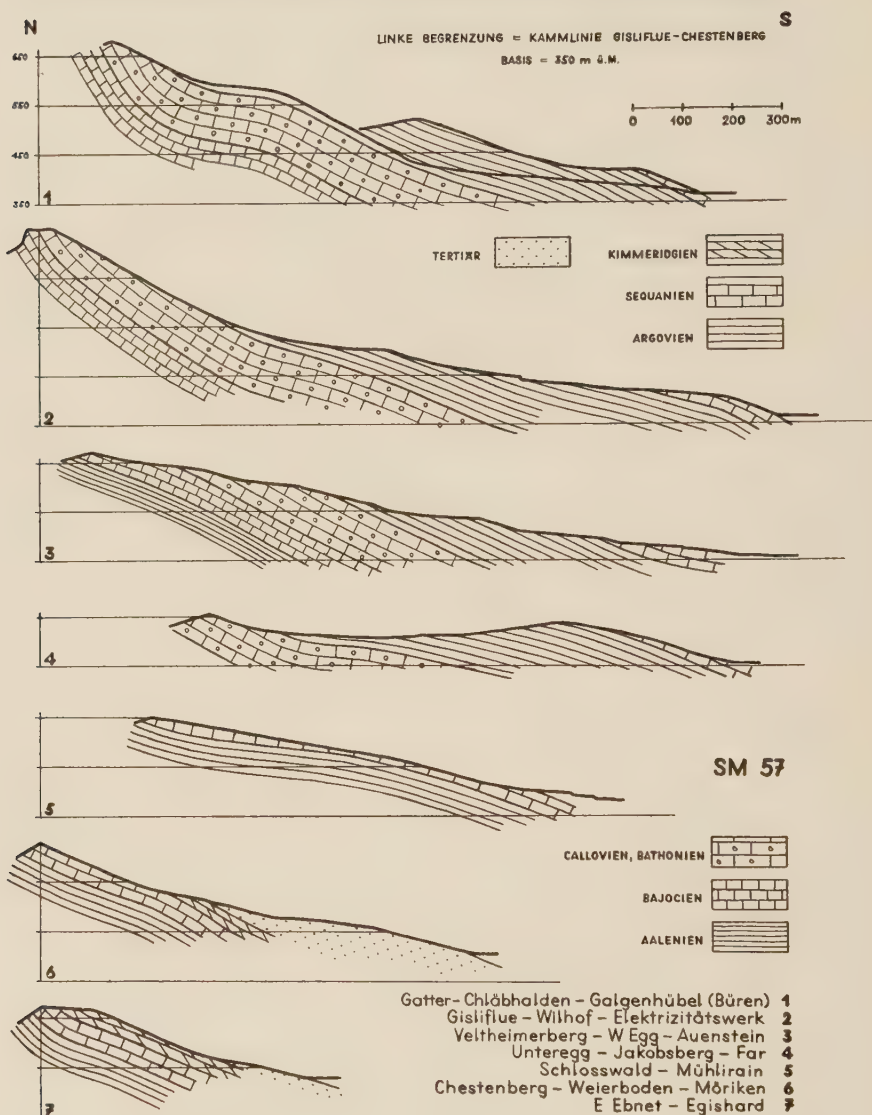


Abbildung 2

der Gisliflue (→ Profile 1 und 2, Abb 2) schneidet die Schichten des Hauptrogensteins (Bathonien) unter einem Winkel bis zu etwa 20°, diejenige des Chestenberges (→ Profile 5—7) liegt parallel zu den Schichten des mittleren oder oberen Malms (Sequanien und Kimmeridgien) oder schneidet sie unter

weniger als 10°. Im Gebiete des Aaredurchbruches bei Wildegg (Profile 3 und 4) fehlt der Oberbau auf einer Länge von beinahe 4 km. Dieser Unterbruch zeigt, dass der Aaredurchbruch in einer alten, weiten Talung angelegt ist. Ob die oben beschriebenen fastebenen Flächen an der Gisliflue-Südflanke als Nordhang dieses grossen Tales gelten können oder ob es noch ältere schräggestellte Peneplainreste sind, werden wir später zu untersuchen haben (→ Abs 413). Die Bastionen, die dem Chestenberg vorgelagert sind, bestehen aus Molasse. Diese fehlt dann aber von Wildegg bis Biberstein, und die Vorberge der Gisliflue bestehen aus Malm. Eine Decke von Wangener- und Geissbergsschichten schützt sie gegen den Angriff der Aare-Seitenerosion. Kleine Bäche haben aber jene in verschiedenen Phasen (→ Abs 435) durchgenagt, die weicheren Effinger- und Birmensdorferschichten (Argovien) ausgeräumt und die Rutschungen S des Gislifluegipfels verursacht (→ Abs 334). E Auenstein hat die Erosion markante Schichtrippen aus dem erniedrigten Ende der Gislifluekette herauspräpariert, nämlich die Haupttrogensteinrippe der Egg und der Unteregg und den Rücken des Jakobsberges (Effingerschichten). Im Gegensatz dazu haben W Auenstein ausgedehnte Riss II -Schotter-Ablagerungen das Relief gemildert.

Mühlberg (1908 p 19) beschreibt diese Schotter, «die als Ganzes oder in den dazu gehörenden höheren Teilen höher als Niederterrasse und als Hochterrasse und teils tiefer, teils höher . . . als Deckenschotter liegen. Zum Teil befinden sie sich in einer den ihnen benachbarten Moränen der grössten Vergletscherung entsprechenden Lage, sind aber durch ihre sandige Beschaffenheit und durch die gekörnelte Oberfläche der Gerölle davon verschieden. . . . Am Stauffberg fällt die Durchdringung des Schotters mit Kalksinter und am nordwestlichen Fuss des «Eichberg» nördlich Auenstein die unregelmässig gekrümmte Schichtung bei Einlagerung grösserer Blöcke auf.»

Da die Schotter morphologisch als Hangverflachungen in Erscheinung treten, sind sie auf der Karte eingezeichnet worden; da es sich nicht um Schotter handelt, die bis zu einem einheitlich durchgehenden Niveau aufgeschüttet worden wären, kann nicht entschieden werden, ob ihre Oberfläche ein Akkumulationsniveau oder eine Erosionsfläche darstellt. Deshalb wurden alle Vorkommen mit derselben Signatur eingetragen.

Ein grosser Aufschluss beim Wilhof N des Kraftwerkes Ruppertswil-Auenstein (651100/252150) gewährt uns Einblick in diese Schotter: Schichten mit gleich grossen Geröllen wechseln mit solchen, die alle Korngrössen enthalten; waagrechte Schichten lösen schräge ab; Sandlinsen und -keile liegen neben Blöcken von 50 cm Durchmesser. Im ganzen Aufschluss ist eine Korngrössenskala vertreten, die vom Grobsand bis zum Grobkies von 30 cm Gerölldurchmesser reicht. Die Poren sind mit feinem Material ausgefüllt, aber nicht verkittet.

In einem andern Aufschluss bei «Ischlag» NW Auenstein (652800/252450) sind die Schotter mit Moränenlehm bedeckt (→ Ph 3); sie sind also vor dem grössten Gletschervorstoss abgelagert worden. Ihre ausserordentlich komplizierte Schichtung und schlechte Sortierung, die sie von allen andern pleistozänen Schottern unterscheiden, weisen darauf hin, dass sie am Rande des vorrückenden Gletschers abgelagert worden sind, vielleicht an der Westflanke des Reussgletschers, dessen Stirne in der Gegend des Chestenberges den Kettenjura erreicht haben mochte.

Etwa 300—400 m N des Gisliflue- und Chestenberg-Grates verläuft die Linie, längs welcher der Südschenkel auf den Nordschenkel aufgeschoben ist. Dieser ist unmittelbar N der Linie steil aufgerichtet, stellenweise sogar nach N überkippt, doch liegen seine Schichten bald wieder flach, und Molasse bildet die Oberfläche. (Die Schleier von Gehängeschutt, die sich vom Grat herabziehen, sind auf unserer Karte nicht eingezeichnet.)

Beim Chestenberg taucht die Molasse mit dem Absinken der Antiklinalen-Achse nach E unter die Schottermassen des Birrfeldes. In diese Abdachung scharf eingeschnittene Tälchen räumen die Molasse aus; bei Lupfig und Birr haben sie grosse, aber ausserordentlich flache Schwemmkegel abgelagert.

Die Molasse der Gisliflue-Nordseite liegt hingegen gut geschützt beinahe horizontal in einer äusserst flachen Wanne von Malmkalken; diese gehören zur Thalheimer Synklinale, welche von der Gisliflue- und der Chalm-Antiklinale eingeschlossen ist (→ Profile im Anhang). Das heutige Schenkenberger Tal ist dieser tektonischen Mulde nur noch im oberen Teil konform; im unteren ist dies ausgeschlossen, da sich die zwei Antiklinalen gegen E laufend nähern und sich jenseits der Aare bei Holderbank vereinigen. Das Tal muss deshalb aus der tektonischen Mulde austreten: Es schneidet die Chalm-Chestenberg-Antiklinale: E Thalheim überquert der Malmkalk des Südschenkels der Chalm-Antiklinale den Talbach, bei Chastelen (651500/254700) der Haupttrogenstein, im W Dorfteil von Schinz nach der Muschelkalk. Sie bauen die steilen Wände der nördlichen Talseite auf, die in krassm Gegensatz zum breiten Molassehang der Südseite stehen. «Hier finden wir wasserreiche, grüne Wiesen und schöne Wälder. Das Wasser sammelt sich in Quelltrichtern und Dellen und zerschneidet die untern Gehängepartien in Tobeln. Auf der andern Talseite ist das Gehänge gleichsam gepanzert. Im Gebiete des Kalmes, bei Kasteln, dem Schenkenberg und dem Hard sind es oft nackte Schichtflächen, die als felsige Plattenschüsse zutage treten und von Schutthalden umsäumt sind. Rebberge, oft magere, verbrannte Wiesen und magerer Wald decken das Gehänge . . .» (*Gerber* 1950 p 24). Der beschriebene Gegensatz tritt auf unserer Karte (K 5) klar zutage. Obwohl sich in diesem Gebiete die Formen häufen, erhalten wir einen guten Eindruck von der obern, fast ungegliederten Partie des S Talhanges, von seinem steilen, gleichmässig zerschnittenen untern Teil und von den kulissenartigen Felsflanken am Nordhang.

Im Talkessel von Thalheim vereinigen sich die steilen Wasserläufe von S, W und N. Der Talbach strebt von hier an in ausgeglichenem Lauf seiner Erosionsbasis, dem Aaretal, zu. Dort öffnet sich das unsymmetrische Tal als

grosser Trichter, der durch die Dörfer Oberflachs, Veltheim und Schinznach markiert ist. Die Erosion hat vom tief gelegenen Talboden aus stark eingegriffen. S Thalheim ist sie in einem grossen Fächer bis zum Kamm der Gisliflue-Homberg-Kette vorgestossen; vom Aaretal her hat der Veltheimer Oelibach einen tiefen Trichter, der bis zur Aufschiebungslinie hinaufreicht, ausgeräumt. Im übrigen aber haben die harten liegenden Malmkalkschichten die Molasse vor grossen Angriffen bewahrt; die steilere Hangpartie, die zum Talboden hinunterführt, wird von schmalen, meist unverzweigten Tobeln durchsägt. Der breite alte Talboden senkt sich als Erosionsfläche in der Hochterrasse zwischen Schinznach und Veltheim auf 395 m; der Talbach hat ihn schluchtähnlich am Nordrande durchbrochen und vor seiner Kanalisierung auf dem Aaretalboden (355 m) einen Schwemmkegel aufgeschüttet.

S Oberflachs liegen Schotterreste, die ihrer Höhenlage und ihrem Aufbau nach entweder als Riss II - Schotter oder als Aequivalent der Hochterrasse anzusprechen sind. Ein ursprünglich nach Oberflachs fliessendes Bächlein wurde durch diese Schotter S «Wissi» (652250/254300) nach E abgelenkt.

Der Kies im östlichsten Aufschluss, SW Oberflachs (651950/254550, 440—450 m), besteht aus alpinen Gesteinen, vor allem aus Kalk. Die Richtung der abgelagerten Strömung kann nicht mit Sicherheit erkannt werden, da die Gerölle nicht typisch dachziegelartig gelagert sind; wahrscheinlich sind die Schotter vom Aaretal her akkumuliert worden. Die einzelnen Schichten enthalten Gerölle ausgeglichener Korngrösse; diese schwankt auch in der ganzen Grube nur zwischen wenigen mm und etwa 10 cm. Während die unteren Lagen dem Hochterrassenkies sehr ähnlich sehen und gut gewaschen scheinen, sind die oberen Schichten oft lehmreich; die Poren sind verstopft.

SE Chastelen (651550/254650, 410—430 m) finden wir braunen, gehängeschuttähnlichen, eckigen und gutverbackenen Kalkschotter, der aus der nächsten Umgebung stammen muss. NE Thalheim sind bei der Einmündung eines N Nebenbaches (650600/254600, 440 m) kantengerundete Kalkschotter mit Komponenten von 2 bis 40 cm Durchmesser aufgeschlossen. Die beiden genannten Kalkschotter könnten als Stauschotter W der Ablagerungen alpinen Ursprungs akkumuliert worden sein.

334 KOMPLEXE VON SACKUNGS- UND RUTSCHUNGSFORMEN

Einzelne Sackungen und Rutschungen kommen im ganzen Untersuchungsgebiet vor. Sie sind auf lokal besonders starke Unterschneidung durch Bäche, auf den Austritt von Grundwasser oder die Bildung einer Gleitbahn auf undurchlässigem Gestein zurückzuführen. Blockschuttbildungen und Bergstürze erreichen kein nennenswertes Ausmass. Gehängeschutt wurde nur dort eingetragen, wo er mit eigener Formbildung als Schuttmantel auftritt.

Ganze Komplexe von Sackungen und Rutschungen entstehen dort, wo über eine grössere Fläche gewisse Vorbedingungen gleichzeitig erfüllt sind, nämlich steil gestellte Schichten, lockere Gesteine und kräftig angreifende

Erosion. Im Mittellandanteil unseres Gebietes fehlen solche Komplexe; im Tafeljura trägt nur der Aaretalhang zwischen Villnachern und Umiken eine grössere Gruppe von Sackungen, Rutschungen und abgestürzten Blöcken (→ Abs 321). Im Kettenjura hingegen sind die genannten Bedingungen im Gebiete steil auferichteter Antiklinalschenkel erfüllt (→ Profile im Anhang): Ausgedehnte Sackungs- und Rutschungszonen liegen am Gisliflue-Südhang und am Habsburg-Nordhang. Vor allem aber werden die Flanken des Linnerberges, der als Schichtpaket vor dem Kettenjura auf den Tafeljura aufgepresst und dessen Gesteine deshalb stark beansprucht worden sind, grossenteils von solchen Komplexen eingenommen.

In den «Chlähalden» SW der Gisliflue sind die Effingerschichten durch das bei «Büren» in den Hang eingreifende Tälchen erodiert worden. Die weichen, mergeligen Birmensdorfschichten sind damit blossgelegt. Die von W und E her vorspringenden Sporne aus Effingerkalken flankieren ein Rutschgebiet von 1 km Länge, 300 m Breite und bis 140 m Höhendifferenz. Im W gleiten unter dem Einfluss von Quellen auch heute noch kleine Partien von einigen Aren Fläche ab. Gegen E vorstossend, finden wir bis zur Ordinate 650000 eine Reihe weiterer Rutschungen und Sackungen gleicher Grössenordnung. Dann folgt ein 300 m langer Abschnitt, wo nur noch der unruhige Verlauf der Höhenkurven und ein schlecht erhaltener Abrissrand das Rutschgelände anzeigen. Die restlichen 450 m tragen teils scharfe, teils verwischte Abrissränder, die in zwei Stufen angeordnet sind. Der Boden dieser grossen Ausräumungen ist sehr unruhig geformt; das abgerutschte Material ist aber bis auf wenige Rutschwülste durch die Erosion weggeschafft worden. Da Ablagerungen der Riss-Eiszeit fehlen, die Formen nur teilweise frisch aussehen und die Rutschmassen grösstenteils weiterverfrachtet worden sind, dürfte die Anlage der Formen ins Riss-Würm-Interglazial fallen.

W und NE der Habsburg haben die weichen Keuper-Gipsschichten, beziehungsweise die Bohnerztone zu Rutschungen geführt. W des Schlosses hat die Ausräumung beträchtliches Ausmass angenommen, da die Aare das anfallende Material fortwährend wegschaffen konnte. An jungen Formen sind nur kleine Sackungen erwähnenswert. — Am Hang, der nach N gegen das Aaretal abfällt, dem Rainwald, konnte keine eigentliche Ausräumung entstehen, da von den anstehenden Gesteinen nur der wenig mächtige Bohnerzton zu Rutschungen neigt. Auf einer Länge von 450 m zählt man über 10 Sackungen und etwa 20 Rutschwülste. Einige dieser Formen sind noch aktiv.

Der Linnerberg trägt an seiner Südflanke zwei grosse Ausräumungsnischen, auf die wir schon im Abschnitt 331 hingewiesen haben. Die Abrissränder sind an beiden gut zu verfolgen und machen wenigstens dort einen frischen Eindruck, wo die abgerutschten korrelierten Massen noch nicht weg-

transportiert worden sind. Die Abrisse liegen alle im steilgestellten Süd-schenkel des Schichtpaketes aus mittlerem Dogger, welches auf Opalinuston muldenförmig aufliegt und den Linnerberg bildet. Das Abrutschen ist durch die Lagerung der Schichten (→ Profile im Anhang) begünstigt worden, aber auch durch den Umstand, dass die vorgelagerte, schützende Muschelkalktafel an zwei Stellen durch Bächlein durchsägt ist. In der W Nische, im Gebiete der «Zimmeren» (651350/256900 bis 651900/257000) sind zwei kleine Bergsturmassen die einzigen Aufschüttungen; sie stehen in keinem Verhältnis zum ausgeräumten Volumen. Die Kerbe, die der Längbach vom Westrand des Rutschkomplexes bis zum Portal des Bözbergtunnels durchfliesst, wo er plötzlich ein weites Tal vorfindet, liegt in einem relativ flachen Boden, der an seinem Ende rasch gegen E abfällt. Er besteht möglicherweise aus den älteren Rutschmassen; in der Würmzeit hat der Längbach sie durchsägt, um sich auf das neue Erosionsniveau, die oberste Aareterrasse, einzustellen.

Die E Nische, SE «Brüederheini» (652100/257000 bis 652600/257000), besitzt neben einer jungen Rutschung verschwommenere Formen einzelner Rutsche und einer Sackung. Von der Hauptmasse des ausgeräumten Materials ist hier keine Spur mehr zu finden.

An einem ausgedehnten Rutschhang unmittelbar S der Station Schinznach-Dorf wird der Opalinuston ausgebeutet.

Der am schwersten zu erfassende Komplex zieht sich vom Nordostende des Linnerberges (652300/257500) über «Chalchderen» ins Tälchen hinunter, das nach Villnachern führt. Im N Teil kommen zu den Rutschungswülsten die kurzen Härtekanten der Juranagelfluh hinzu und erschweren oder verunmöglichen eine Deutung. Da wir uns auf keinen Aufschluss stützen können, müssen die in der Umgebung gewonnenen geologischen Erkenntnisse und Rückschlüsse aus den Formen herangezogen werden: Die Malmrippen, die aus dem Aaretal aufsteigen, fallen hier nach S ein; sie tragen das oben beschriebene Schichtpaket des Linnerberges und sind bei seinem Aufschub stark abgesichert und zerquetscht worden. Die geschwächten Schichten brachen als Bergsturz aus und liessen einen Abrissrand von der Form eines rechten Winkels stehen. Dieser Rand erreicht eine Höhe von 100 m und lässt auch heute noch kleine Abstürze entstehen. Dort wo man das Aufschüttungsgebiet des Bergsturzes erwartet, trifft man aber einen weiten Erosionstrichter an. Der Bach hat jedoch nicht nur die Bergsturmassen vollständig weggeräumt, sondern zu neuen Sackungen und Rutschungen Anlass gegeben. So fällt die Bözberg-Peneplain an ihrem Südende in einem scharfen Sackungsanriss gegen E ab. Bis zur Vereinigung der kleinen Wasseradern des Trichters W «Buech» (653000/258000) folgen sich viele kleine Kanten und Wülste, deren Genese aber nicht mit Sicherheit erkannt werden kann.

Die Molasseberge des Mittellandes erstrecken sich im S in unser Untersuchungsgebiet herein. Die weiter im S unter glazialer Einwirkung grossräumig, eintönig und sanft gestalteten Formen werden hier abgelöst durch einen schärferen Formstil mit kleinräumiger, vielfältiger Zerstückelung, schroffen Hängen und scharfen Kanten und Einschnitten.

Von den SSE-NNW laufenden Bergzügen sind ihre nördlichsten Erhebungen abgeschnitten: N Egliswil hat das Tribächli (Lenzburger Stadtbach) mit seinem Einschnitt, der bezeichnenderweise den Namen «Chälen» (= Kehle) trägt, ein Gebiet von gut 3 km², den «Berg», abgeschnitten; die im NE anschliessende Höhe des «Lütisbuech» ist durch das Tälchen von Ammerswil von den S Anhöhen isoliert. Das ansehnliche Tal, in dem Hägglingen liegt, schneidet das Meiengrüen-Hanenberg-Gebiet, etwa 5 km², weg. Dass diese Tälchen nicht durch beidseitige Rückwärtserosion entstanden sind, beweisen die ausgeglichenen, flachen Längsprofile, die relativ breiten Talböden und die Tatsache, dass die Tälchen heute Trockentäler sind. Wie die Endmoränenlage des maximalen Würmgletscherstandes zeigt, haben Schmelzwasserströme fluvial angelegte Tälchen ausgeformt; im Falle des Hägglinger Tälchens wurde ein älteres, schon in der Risseiszeit glazial geformtes Tälchen benutzt; denn Hochterrassenschotter und Rissmoränenlehm bauen den Talboden auf.

Die drei besprochenen abgetrennten Bergteile sind ihrerseits von derartigen Schmelzwassertälchen zergliedert worden: NW Egliswil haben sich solche tief hinter dem «Chrüzbigler» und dem «Hättni» eingegraben. Noch nicht so vollkommene Arbeit hat die Erosion geleistet zur Abtrennung des «Rains» W Hendschiken und des Hanenberges SW Wohlenschwil.

Gänzlich losgelöst von den Bergzügen des Mittellandes erhebt sich der imposante Stauffberg aus dem breiten Talboden des Seetales. Der Schlossberg von Lenzburg und der im E angeschlossene «Gofi» bleiben noch durch eine Schwelle (656900/248200), die sich 10, bzw. 20 m über die benachbarten Talböden erhebt, mit dem Lütisbuech verbunden. Bei allen drei Bergen führen steile Hänge zur ebenen Deckfläche hinauf, die rund 100 m über der Umgebung liegt.

Nicht so auffällig sind die kleinen Molassehügel, die sich als flachgerundete Buckel aus dem Talboden erheben. Wir finden sie unter dem Namen «Boll» oder «Bölili» in der Gegend von Lenzburg (656200/247900, 655200/250000, 656400/249700), aber auch N Mägenwil (N «Stäglerhau», Punkt 432). Im Reusstal ist SW Rütihof (Bettliächer, 662300/254300) eine kleine Molassefläche erhalten geblieben.

Ausserhalb des Wirkungsbereiches der Gletscherschmelzwasser macht sich die fluviale Erosion W Seon und Schafisheim und besonders stark S

Lenzburg durch grosse Gewässerdichte und reich verzweigte Tälchen bemerkbar. Im Gegensatz zum glazialen Bereich, wo die Tälchen immer wieder durch Moränen verstopft oder ausgefüllt worden sind und deshalb meistens breite Talböden und sanfte Hangformen besitzen, haben sich hier die Bäche in Kerbtälern eingeschnitten; von den Bergrücken, die über scharfe Kanten in die Nebentälchen abfallen, treten schmale Sporne als Erosionsreste gegen das Haupttal vor.

Nach der Darlegung der gegen die Jurafussniederung zunehmenden Zerstückelung und Auflösung der mittelländischen Molasseberge seien nun deren charakteristische Formen ins Auge gefasst. Abgesehen von einigen Moränenwällen, die den Hängen auf kurze Strecken angelagert sind, kleinen Hinterfüllungen und Moränenschleiern sind die Molasseberge unseres Gebietes erosiv-denudativ gestaltet. Dabei dominieren Kanten und Verflachungen an den Hängen und Einebnungsflächen auf den Bergrücken. Da sie in verschiedenen Höhen liegen, ergibt sich neben dem schon geschilderten zerfaserten Grundriss auch ein komplizierter Aufriss.

In der Molasse unseres Gebietes unterscheiden sich zwei Horizonte durch ihre Härte von den übrigen Schichten, nämlich der Muschelsandstein der oberen Meeresmolasse (Burdigalien) und die Bunte Nagelfluh (Helvétien) am Uebergang zur oberen Süsswassermolasse. Weder die Nagelfluh noch der Muschelsandstein ist im ganzen Gebiet gleich ausgebildet. *Mühlberg* weist darauf hin, dass an einigen Stellen zwei verschiedene Nagelfluhhorizonte bestehen (1908 p 29). Die Schwankungen in der Höhenlage der Nagelfluh werden W des Tales Seon-Schafisheim deutlich: Die von ihr gebildeten Verflachungen liegen, von N nach S aufgezählt, auf 545 m (Lotte), 563 m (Binzen), 581 m (Mertleberg), 549 m (Schürberg) und 560 m (W «Berg» SW Seon). Andere von Nagelfluh-Härtekanten begrenzte Verflachungen finden wir am NW-Hang des Meiengrüns auf 530—535 m und NE Dottikon auf 470 m. Ungefähr 20 bis 40 m unter der Nagelfluh liegt der Muschelsandstein; im E unseres Gebietes, wo er bis 30 m mächtig wird, beutet man ihn in den bekannten Steinbrüchen von Mägenwil und Othmarsingen aus. Er bildet weitaus die meisten Härtekanten und Verflachungen unseres Molassegebietes, ferner die Deckflächen des Stauffberges, des Schlossberges und des Gofis (517, 505, 508 m). Entsprechend seinem SE-Fallen sinken die Kanten SE Lenzburg auf 480 m, SE Othmarsingen beim Steinhof sogar auf 446 m ab. Die Fortsetzung der Chestenberg-Antiklinale (→ p 12 f) macht sich im Raume des Meiengrüns durch eine Hebung der Molasseschichten bemerkbar; sie kompensiert das allgemeine SE-Fallen: Die Härtekanten liegen S Mägenwil wieder auf 500—520 m und steigen gegen das Reusstal langsam auf 485 m ab.

Ausser diesen härtebedingten Verflachungen und Kanten bleiben nur noch einige Flächen auf den Bergrücken und Oberflächen einzelner Hügel

in tieferer Lage übrig, die nicht mit härteren Schichten zusammenfallen. Sie lassen sich in folgende Niveaux einordnen:

a) um 590 m	W Seon:	Bampf	597 m
		Sunnhalden	595 m
		Seenerberg	586 m
	E und N Egliswil:	Emmet	586 m
		Birch	591 m
b) um 560 m	NW Egliswil:	Meiengrüen	589 m
		Esterli	562 m
		Hochrüti	562 m
	SE Ammerswil:	W Roostboden	563 m
c) um 540 m	SE Lenzburg:	Lütisbuech	538 m
	SW Wohlenschwil:	Hanenberg	546 m
d) um 520 m	NW Egliswil:	Hättni	531 m
		Chrüzbigler	516 m
	W Hendschiken:	Rain	519 m
e) zwischen 450 und 410 m		Boll und Bölli	451 m
			439 m
			432 m
			411 m
			415 m

Höher gelegene Flächen sind nur ausserhalb des Kartengebietes zu finden, z. B. 612 m, 626 m zwischen Wynen- und Seetal, 667 m, 677 m und 712 m zwischen Seetal und Bünztal.

Wenn die Höhenkoten sich auch ohne Zwang gruppieren lassen, so dürfen anhand der wenigen und weit auseinanderliegenden Flächen daraus nicht vier verschiedenaltige Niveaux konstruiert werden. Immerhin ist die Gruppierung nicht zufällig: Auf der Karte zeigt die Anordnung der aufgeführten Flächen (ausser denjenigen unter e) deutlich, dass es sich bei ihnen um die Reste eines alten, breit terrassierten Talbodens handelt. Diese Annahme werden wir im Abschnitt 431 durch weitere Argumente stützen und zeigen, dass er vor der Ablagerung des jüngeren Deckenschotter gebildet worden ist. Das Querprofil des Seetales bei Seon zu jener Zeit lässt sich annähernd rekonstruieren. Die Terrassierung der Hänge weist auf die breitflächige Erosion hin, wie sie auch später bei jeder Ausräumung der Schotter in den Spätglazialzeiten gewirkt hat.

Das in Richtung SSE-NNW über Ammerswil-Lütisbuech-Gofi durch die Stirn eines Molassebergzuges gelegte Profil ist dem Querprofil durch das Seetal ähnlich; auch ein Profil über Meiengrüen-Mägenwil ergäbe einen solchen Verlauf der Verflachungen. Diese SSE-NNW-Profile zeigen, dass die breite, dem Jurafuss vorgelagerte Aareniederung schon in jener Zeit eine Fortsetzung hatte, die sich mindestens bis ins Reusstal erstreckte. Ueber den Verlauf des Aabaches und der Bünz in dieser Niederung lässt sich

jedoch nichts weiteres aussagen, da an den kritischen Stellen keine Talbodenreste erhalten geblieben sind.

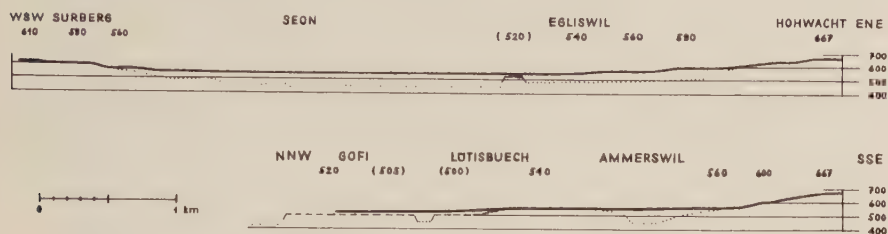


Abbildung 3: Schematische Querprofile durch das Seetal und durch die Stirn des Molassehügels SE Lenzburg

ausgezogen: vor der Ablagerung des jüngeren Deckenschotter

gestrichelt und in Klammern: nach Ausräumung des jüngeren Deckenschotter entstandene Härte-Verflachungen

punktiert: heutige Oberfläche

Die auf den Profilen gestrichelten ebenen Flächen, die wenige Meter tiefer liegen als der ausgezogene Talboden, könnten diesem ebenfalls angehört haben, doch ist es wahrscheinlicher, dass sie später geformt worden sind, als der Talboden nach der Ausräumung des jüngeren Deckenschotter im Mindel-Riss-Interglazial zuerst tiefergelegt und dann zerstückelt wurde. Dafür sprechen zwei Tatsachen: Erstens liegen die gestrichelten Flächen ein wenig zu tief, um dem Prämindel-Talboden zu entsprechen (→ Abs 431). Zweitens passen sie sich dem Niveau der Muschelsandsteinschichten an: sie steigen gegen SE ab, besonders stark S Mägenwil, anstatt anzusteigen, wie sie es als Teile des Talhanges tun müssten. Sie können also nicht Reste eines ausgeglichenen Talbodens oder der untersten Hangpartien sein. Der harte Muschelsandstein hat hier die Erosion verzögert und als schützende Decke die Flächen vor der allgemeinen Abtragung und weiterer Erniedrigung bewahrt. Weiter im W und im N fehlt der Muschelsandstein oder war schon in früherer Zeit abgetragen worden, so dass tiefere Rinnen ausgegraben werden konnten als am Ost- rand des Talbodens. Da die härtebedingten Verflachungen vom Stauffberg bis SE Mägenwil auf diese Art gleichzeitig und unter gleichen Bedingungen entstanden sind, werden sie auf der Karte als Systemreste dargestellt.

Die Härtekannten W Seon und Schafisheim (→ p 29) lassen sich mit den gefundenen Systemen nicht parallelisieren; es kann aus ihrer Höhenlage immerhin geschlossen werden, dass sie schon im Tale, das auf dem oberen Profil dargestellt ist, als Härtekannten zutage getreten sind.

Ein Versuch, die übrigen Verflachungen zwischen 450 und 410 m und über 600 m in Systeme einzuordnen, scheitert am Mangel an Anhaltspunkten. Soweit möglich werden später (→ Abs 42 und 432) Schranken für ihre Entstehungszeit angegeben werden.

Während im Juragebiet alte Formkomplexe oft als Totformen erhalten geblieben sind, wurden diejenigen im Mittelland durch jüngere Einwirkungen erosiver und akkumulativer Kräfte zerstört oder verwischt. Sie lassen sich heute nur noch dank Rekonstruktionen erkennen, wie sie in den obigen Ausführungen für die Talböden des untersten Seetales und der Jurafussniederung und die Talhänge der beiden gelungen sind.

35 DIE FORMEN DER TALBÖDEN

351 DECKENSCHOTTER- UND HOCHTERRASSENFLÄCHEN ALS FÜLLUNGEN ALTER TALBÖDEN

Die alten Schotter konnten nur dort auf grösserer Fläche erhalten bleiben, wo vor der nächsten Erosionsepoche nach ihrer Ablagerung wesentliche Laufverschiebungen der Hauptflüsse eintraten oder sogar der ganze Talweg verlegt wurde. Solchen Verschiebungen (→ Abb. 9) haben es die Deckenschotterflächen (Mindel) des Bruggerberges und des Gebenstorfer Hornes und die Hochterrassenkomplexe (Riss I) W des Bruggerberges und E und S der Habsburg zu verdanken, dass sie nicht ausgeräumt oder tief durchtalt worden sind. Deren Ausdehnung und Volumen gegenüber verschwinden die wenigen übrigen Schotterreste an den Talhängen geradezu.

Der Entscheid, ob es sich bei einer Fläche um das Akkumulations- oder ein Erosionsniveau handelt, dürfte bei den älteren Schottern, namentlich bei den Deckenschottern, beinahe unmöglich sein, da bei ihnen bis jetzt noch kein der Verknüpfung Niederterrasse/Würmendemoränen ähnlicher Zusammenhang sicher nachgewiesen werden konnte. Die Verbindung der Vorkommen in höchster Lage liefert für das Akkumulationsniveau nur eine Mindesthöhe, solange keiner der Schotterreste mit anderen Mitteln sicher als Akkumulationsfläche erkannt werden kann.

Aus dieser Unsicherheit heraus wurden alle Hochterrassenflächen als Erosionsflächen aufgefasst und auf der Karte mit roter Schraffur (von rechts oben nach links unten) belegt, also auch diejenigen am Bruggerberg und am Iberig, obwohl sie der vermuteten Akkumulationsfläche (440 m, nach Mühlberg 1905) mit 425 m recht nahe kommen. Der Umstand, dass sie alle der glazialen Ueberarbeitung ausgesetzt waren, gibt unserem Vorgehen weiteren Rückhalt. Für nachweisbare Akkumulationsniveaux der Hochterrasse bleibt die grüne Schraffur (von links oben nach rechts unten) reserviert. Da bei den Deckenschottern eine solche Unterscheidung noch viel schwieriger sein dürfte, wurde nur ein Zeichen für jeden der beiden Deckenschotter in die Legende aufgenommen. Immerhin könnte es durch Drehen der kleinen Ellipsen um 90° leicht differenziert werden.

Die *Erosionsstufen* können am besten am Beispiel der Hochterrasse betrachtet werden: W und SW des Bruggerberges sind sie durch schlecht erhaltene Terrassenhänge voneinander getrennt, die sich oft nur als Streifen grösseren Gefälles von den Terrassenflächen abheben. Der Hochterrassenstreifen im untern Teil des Nordwesthanges des Bruggerberges und die grosse Fläche zwischen Scherz, Habsburg und Hausener Tälchen sind morphologisch nicht mehr als Schotterflächen erkennbar, da sie in der Riss II-Zeit durch Glazialerosion (→ p 33 f) abgeschliffen und verunstaltet worden sind. Scharfe Kanten oder steile Terrassenränder finden wir nur dort, wo die Erosion nach der Riss-Eiszeit wirken konnte, z. B. am Nordrande des Spornes von Hinter Rein oder am E Aaretalhang zwischen Schinznach-Bad

und Habsburg. Am Ostrand des Reusstales sind einige auffällige Inselberge als Erosionsreste der Hochterrasse stehen geblieben, so bei Fislisbach der Hiltiberg, das «Boll» und ein Hügel SE Rütihof (663050/254400), SW Dättwil der Oetlisberg und die Summerhalden. Am Westhang des Hausener Tälchens und NE Riniken beim «Männlisgrund» dringen in die Schotter Kerben und kleine Tälchen vor, die frische Formen aufweisen und wahrscheinlich in der gleichen Zeit entstanden sein dürften wie die Kerben und Miniaturtälchen in den Niederterrassenschottern (→ Abs 353).

Die Erosion, welche im Riss I- Riss II- Interglazial (→ Abs 433) die Flächen in den Hochterrassenschottern geschaffen hat, ist nach unten und seitlich über die Schotter hinaus ins Anstehende vorgedrungen: Sie schuf die Flächen im Anstehenden, die auf gleichem Niveau liegen wie die Hochterrassenflächen und deshalb auf der Karte gleich wie diese bezeichnet sind, nämlich als Riss-Erosionsflächen. Solche finden sich z. B. bei Binzen SE Scherz in der Molasse. Ein direkter ebener Uebergang von einer Schotterfläche in eine Erosionsfläche im Anstehenden ist leider nirgends erhalten geblieben.

Die vom jüngeren *Deckenschotter* gebildeten flachen Rücken des Bruggerberges und des Gebenstorfer Hornes sind nur annähernd eben; besonders beim Bruggerberg neigt sich die Fläche gegen die Ränder zu leicht und wird erst dann durch eine Kante von den steilen Hängen, die stellenweise senkrechte Felswände bilden, abgegrenzt. Gegen die Mitte der Rückenfläche zu schwankt die Höhe zwischen 505 und 522 m, beim Gebenstorfer Horn zwischen 515 und 532 m. Am Südwestende des Bruggerberges senken sich die Kanten bis unter 490 m, was auf Erosion durch den Gletscher zurückzuführen sein dürfte, der in der Riss II - Eiszeit den Berg umflossen hat. Als Ablagerung dieses Gletschers schliesst im SW an den Deckenschotter Moräne an. Auf dem Bruggerberg selber liegen einige grosse Gerölle herum.

Solche einzelne Gerölle oder lehmiger Boden müssen oft als einziger Hinweis auf Moränenbedeckung herangezogen werden; theoretisch sollten in unserem ganzen Untersuchungsgebiet Riss-Moränen zu finden sein, da es von den damaligen Gletschern gänzlich überflossen worden ist. Morphologisch lassen sich alte Moränen nur beim Eichhölzli N Birmenstorf als Bodenwellen und zwischen Birmenstorf und Oberhard als mächtige Decke am Hang nachweisen; beim Bau eines Trinkwasserreservoirs an diesem Hang (661850/257000) konnte mehr als 6,5 m braune, geschiebereiche Moräne festgestellt werden.

In den Deckenschottern fehlen Aufschlüsse, an denen man die Auflagerung der Moräne oder Wirkungen der Glazialerosion studieren könnte. Besser steht es mit der *Hochterrasse*. An zahlreichen Stellen ist ihre Ueberlagerung mit Rissmoränen (zwischen Habsburg und Scherz) und mit Würmmoränen (Gebiet der Hochterrasse-Restberge um Fislisbach und SW Dättwil) aufgeschlossen. Darüber hinaus zeigen zwei Kiesgruben die stauchende und schiebende Wirkung des vorrückenden Rissgletschers; sie sind auf der Karte mit dem Eistektonik-Zeichen versehen.

Die eine Grube liegt E Schinznach-Bad, dort, wo das Hochterrassenfeld ins Aaretal abfällt (655400/255800). Als im Jahre 1952 die Ausbeutung noch nicht weit fortgeschritten war, zeigte die Ostwand eine starke Aufwölbung der Schichten. Gegen S zu stiegen sie in einer verschleppten Verwerfung ab, während sie im NW unter fast waagrechten Schichten mit etwa 60° untertauchten. Die Erweiterung der Grube brachte immer neue Faltungen an den Tag; ihre Achsen scheinen sowohl WSW-ENE als auch N-S zu laufen, doch sind die ersten ausgeprägter. Man darf annehmen, dass der Reussgletscher über das heutige Birrfeld als erster diese Stelle erreicht hatte. Eingengt durch den Scherzberg im S, die Habsburg, den Guggerhübel und den Eiteberg im N, stauchte seine Stirn die Hochterrassenschotter auf. Da die kleine Schichtrippe von Schinznach-Bad weiteren Widerstand bot, wurden sie an ihrer Flanke gefaltet. Nach ihrer Ueberwindung konnte der Gletscher im Aaretal weiterfliessen. Dabei kappte er die aufgeworfenen Falten.

Der zweite Aufschluss liegt ebenfalls an einer exponierten Stelle, nämlich am Nordende des Bruggerberges bei Hinter Rein (658700/262300). In der ganzen sichtbaren Mächtigkeit fallen hier die Hochterrassenschotter mit 25 bis 30° nach S ein (→ Ph 2). Die unteren Lagen an der Nordwand der Grube scheinen aber horizontal zu liegen oder doch nur schwach nach W einzufallen; für ihre Fortsetzung in der 70 m weiter N gelegenen, teilweise zugeschütteten Grube gilt dies sicher. Wir haben es also hier mit einer Aufschiebung eines riesigen Schotterpaketes an einem präexistenten Terrassenrand zu tun. Nach vollbrachter Tat hobelte der Gletscher, der durch die Senke Riniken-Rüfenach floss, die vorspringende Ecke bei Hinter Rein weiter ab. Parallel zum Hang lagerte er eine bis 2 m mächtige Moränenschicht ab (→ Ph 8). Darüber folgt eine zähe, dunkle Lehmschicht mit eckigen, kleinen Geschieben, die als Grundmoräne zu deuten ist; die obersten anderthalb Meter werden von einer Verwitterungsschicht eingenommen, die Gerölle enthält; sie wurde während des Gletscherrückzuges abgelagert.

Die Grenzfläche zwischen der Grundmoränenschicht und der liegenden Schicht aus Obermoränenmaterial ist gewellt; die Wellenlänge schwankt zwischen 20 und 50 cm. Die Grundmoränenschicht steigt deshalb auf und ab, und ihre Mächtigkeit variiert. Die Wellen scheinen durch Bodenfließen am Hang entstanden zu sein, weil die zwei verschiedenen Materialien auf die Bodenbewegung nicht gleich reagieren konnten.

Die Deckenschotter- und Hochterrassenflächen haben sich nach dieser kurzen Beschreibung als Formkomplexe erwiesen, die vielen und teilweise recht komplizierten Formbildungsvorgängen ausgesetzt gewesen sind. Darüber hinaus kann das Ausmass dieser Vorgänge nur an wenigen Aufschlüssen genau erfasst werden. Dass neben den erosiv-denudativen, glazialen und periglazialen Formen aber auch noch Karstformen zu finden seien, war nicht zu erwarten. In der Tat ist aber E Riniken am Rande einer Hochterrassenfläche (657250/260800) in einem Wegeinschnitt anstehender Malmkalk nur 1,5 m unter der Oberfläche aufgeschlossen. Er hat dort zur Bildung einer Härtekannte Anlass gegeben. Die Schotterdecke ist so dünn, dass eine Doline im Kalk sich aktiv erhalten konnte. 130 m weiter im ESE, wo die Schottermächtigkeit zunimmt, wurde eine weitere Doline verstopft und macht sich nur noch als versumpfte Einsenkung bemerkbar.

Die jungen Talböden nehmen mehr als die halbe Fläche unseres Untersuchungsgebietes ein. Die einzelnen Formen wie auch die Formkomplexe übertreffen an Ausdehnung diejenigen der bis jetzt besprochenen Räume; nur die Endmoränenkränze machen mit ihrer engescharten Formenvielfalt eine Ausnahme. Sie trennen die Zungenbecken des maximalen Würmgletscherstandes, deren nördlichster Teil am Südostrand unserer Karte noch zu erkennen ist, von den grossen Niederterrassenflächen ab, die sich talabwärts ziehen und ins Aaretal münden (→ Abs 313).

Die höchsten der an den Endmoränen anschliessenden Terrassenflächen stellen das Akkumulationsniveau der Niederterrassenschotter dar. Auf ihnen sitzen die äussersten Moränen auf (→ Abs 443).

Die *Akkumulationsflächen* besitzen in Moränennähe trotz den grossen Eingriffen der Erosion auch heute noch beachtliche Ausmasse. Das grosse Feld von den Seoner Moränen bis ins Aaretal, aus dem der Stauffberg herausragt, ist 4 km lang und 1,5 km breit; der Fluss umgeht es auf der rechten Talseite. Die gleiche Asymmetrie zeigt das Reusstal mit dem Birrfeld (8 km²) und den Flächen N und E Rütihof (3 km²). Im Bünztal erreicht die Fläche des «Birch» zwischen Möriken, Othmarsingen und Brunegg 1,5 km², das Feld mit dem Lindwald zwischen Niederlenz und Othmarsingen zusammen mit dem Hornerfeld E Lenzburg fast 1,5 km²; die Bünz verläuft in der Talmitte.

Die Akkumulationsflächen des Reusstales und des Bünztales treten bei Brunegg, diejenigen des Bünz- und Seetales N Lenzburg so nahe zusammen, dass sie sich leicht zu einer durchgehenden, einem riesigen Uebergangskegel ähnlichen Schotterfläche zusammenfügen lassen. Dieser Zusammenhang zwischen den Tälern hat sich nur einstellen können, weil einerseits die dem Jurafuss vorgelagerte Niederung vor der Ablagerung der Niederterrasse nochmals vertieft worden war und anderseits die Gletscher knapp vor dieser Zone Halt machten. Das Oberflächengefälle der Niederterrasse wurde von den äussersten, schwach ausgebildeten Endmoränenwällen an zwischen je zwei benachbarten 10 m - Isohypsen bestimmt und beträgt:

Seetal	W Bünztal E	W Reusstal E
W Stauffberg	im Lindwald Birch-Neufeld	Birretholz- S Fislisbach- Birrfeld Lindenstaldenzelg
13,5 ‰	17 ‰ 20 ‰	6,5 ‰ 10 ‰
15 ‰	17 ‰ 20 ‰	8 ‰ 8 ‰
12,5 ‰	20 ‰	8,5 ‰
13,5 ‰		
Zum Vergleich: Limmattal bei Siggenthal 3,5 ‰, Aaretal bei Stilli 3 ‰		

Es zeigt sich folgendes:

- 1) In den grossen Tälern ist das Gefälle geringer.
- 2) Das Gefälle nimmt von den Moränenwällen weg nicht ab, sondern bleibt auffallend gleichmässig. Es gibt also keinen kontinuierlichen Uebergang (Uebergangskegel) der äusseren Moränenwall-Böschung in das Schotterfeld.
- 3) In den unteren, weit von den Moränen entfernten Talabschnitten ist das Gefälle geringer als in Moränennähe. Die angegebenen Zahlen beziehen sich auf Punkte im See-, Bünz- und Reusstal, die maximal 4 km von den Endmoränen entfernt sind, während die Entfernung der Vergleichsbeispiele im Limmat- und Aaretal 8 km beträgt.

Ausser den besprochenen grossen Schotterfeldern blieben von der Akkumulationsfläche nur kleine Reste übrig: Schmale Leisten ziehen sich am Ausgang des Schenkenbergertales im Aaretal vom Schloss Wildenstein über Veltheim und Schinznach hin; die Kirchen von Gebenstorf stehen auf einem in geschützter Lage erhaltenen Rest. Am Nordrand unseres Gebietes lassen sich auf der rechten Seite des Limmattales bei Untersiggingen und im Aaretal N und NW des Bruggerberges grössere Niederterrassen-Akkumulationsflächen verfolgen. Zum Entscheid, ob diese weit von den Endmoränen entfernten Terrassen akkumulativ oder erosiv entstanden seien, können die Talböden der Nebenbäche herangezogen werden, wie es *Bugmann* getan hat (mündliche Mitteilungen): Der Talboden der Nebentälchen streicht bei ihrer Mündung ins Aaretal in die Luft aus, während der Bach in einer Kerbe sich eingeschnitten hat, die auf eine Erosionsterrasse oder an den Fluss hinunterführt. Wenn der Talboden nur durch diese Kerbe angeschnitten, sonst aber auf der ganzen Talbreite unversehrt ist und keine höheren Terrassen trägt, ist er als Akkumulationsfläche anzusprechen; denn es ist äusserst unwahrscheinlich, dass der Bach seit dem Hochglazial eine Fläche hätte erodieren können, welche die ganze Talbreite einnimmt. —

In der Gegend von Brugg erreicht das Gefälle des Akkumulationsniveaus im Aaretal ein Minimum, wie die folgenden Zahlen zeigen:

Holderbank/Veltheim	3 ‰
Schinznach-Dorf/Schinznach-Bad	0,5 ‰
Brugg	1,7 ‰
Limmatmündung	3 ‰
Stilli	

Es scheint auf die stauende Wirkung der aus dem Reusstal herangeführten Schotter zurückzuführen zu sein; doch lässt sich ein zusätzlicher tektonischer Einfluss (Schrägstellung um eine WSW-ENE-Achse) ohne Vergleichsuntersuchungen in benachbarten Räumen nicht ausschliessen.

Die Schotter der Niederterrasse sind in vielen Kiesgruben aufgeschlossen. Im Rahmen der vorliegenden Arbeit konnte keine schotteranalytische Untersuchung durchgeführt werden, obwohl für alle quartären Schotter eine solche dringend und wünschenswert wäre. Doch muss auf die immer wiederkehrende gleichmässige Beschaffenheit, die ungestörte Lagerung der Schichten und die grosse Mächtigkeit der Niederterrassenschotter hingewiesen werden. Diese Eigenschaften treten auch in den zwei Kiesgruben, die nahe vor den Endmoränenwällen liegen, hervor:

Die eine, N Othmarsingen beim «Müliroteli» (658500/251300), ist vom höchsten Wall (SW «Lind») jenes Moränenkranzes weniger als 400 m, wenn man den erodierten Wall rekonstruiert, sogar nur 150 m entfernt. Sie besitzt unter einer lehmigen Verwitterungsrinde von 1,2 m nur gut gerollten Kies in horizontalen Lagen; gekritzte Geschiebe lassen sich nicht finden. In den ganzen aufgeschlossenen 11 m ist kein Unterschied feststellbar.

Die andere Grube, im «Emmet» NW Seon (653700/245300), liegt zwischen den Resten des nördlichen Walles und den inneren Wällen; vom nächsten trennen sie weniger als 100 m, vom mächtigen Wall des «Fornholzes» nur 300 m. Die Nordostwand zeigt auf ihrer ganzen Länge von über 100 m absolut gleichartigen Kies. Er ist bereits 30 m tief aufgeschlossen und soll nach Angaben des Grubenbesitzers 60 bis 65 m unter die Oberfläche reichen (Brief vom 12. 11. 54). In etwa 8 m Tiefe ist eine Schicht gröberer Gerölle eingelagert. Als einzigen Einfluss der benachbarten Moränen erkennen wir die Deckschicht, die sich über den Kies legt; ihre Dicke nimmt mit zunehmendem Abstand von den Moränen ab und beträgt 1,5 bis 1 m. Es ist lehmiges, mit wenigen, teilweise frostgesprengten Blöcken durchsetztes Material (→ Ph 7).

Die Erkenntnis, dass die Niederterrassen-Akkumulationsflächen von den Moränen aus nicht beeinflusst worden sind, ist wesentlich und wird bei der Besprechung der glazialen und fluvioglazialen Akkumulation eine Rolle spielen (→ Abs 441).

Die Niederterrassen-Akkumulationsfläche, deren Ausdehnung über alle grossen Talböden hinweg besprochen worden ist, wurde von den gleichen Gewässern, die sie aufgeschüttet hatten, beim Gletscherrückzug zerschnitten. Diese Gewässer vermochten in den Mittellandtälern nur relativ schmale Einschnitte in die mächtigen Schottermassen zu sägen; sie zwängen sich in engen Durchbrüchen durch die Endmoränengürtel und bleiben dann in Kastentälern gefangen. Erst bei der Mündung ins Aaretal weiten sich die Täler, um sich dessen grosszügigem Formstil anzupassen. Ein grosser Teil der Schottermassen ist hier dank der viel mächtigeren Wasserführung ausgeräumt worden, und breite Erosionsterrassen folgen einander auf dem ganzen Aaretalboden. Die Untersuchung der *Erosionsterrassen* in allen diesen Tälern wird ihre Formenmannigfaltigkeit zeigen und Rückschlüsse auf ihre Genese gestatten. Die Verhältnisse können am besten im *See- und Bünztal* überblickt werden und seien deshalb zuerst in diesem Gebiet erläutert.

Von den Endmoränen bis zur Aare ist der Lauf des Aabaches etwa 7 km, derjenige der Bünz ungefähr 4 km lang. Beide Bäche beschreiben in ihren steilwandigen, nur etwa 200 m breiten, aber bis 35, bzw. 30 m tiefen Kastentälern viele Mäander, die besonders bei Möriken schön ausgebildet sind (→ Abb 4). Ueber dem engen Kasten, dessen Wände durch schmale Terrassenleisten getrept sind, öffnen sich die Talhänge; sie bilden Terrassen, die bis fast 200 m breit sind, aber untereinander nur geringe Höhendifferenzen aufweisen. Die totale Breite der Erosionsflächen beträgt bei den Endmoränen weniger als 500 m, beim Zusammentreffen der beiden Täler — 2 km oberhalb ihrer Mündung in die Aare — in jedem Tal mehr als 1 km.

Nur die obersten Terrassen (→ Abb 4: A, B) lassen sich auf der ganzen Talstrecke, die hier betrachtet werden soll, verfolgen; diejenigen in mittleren Niveaux (vor allem D) sind auf dem grössten Teil der Strecke wegerodiert; in der Abbildung 4 sind die kleinsten Reste nicht eingezeichnet. Erst wieder

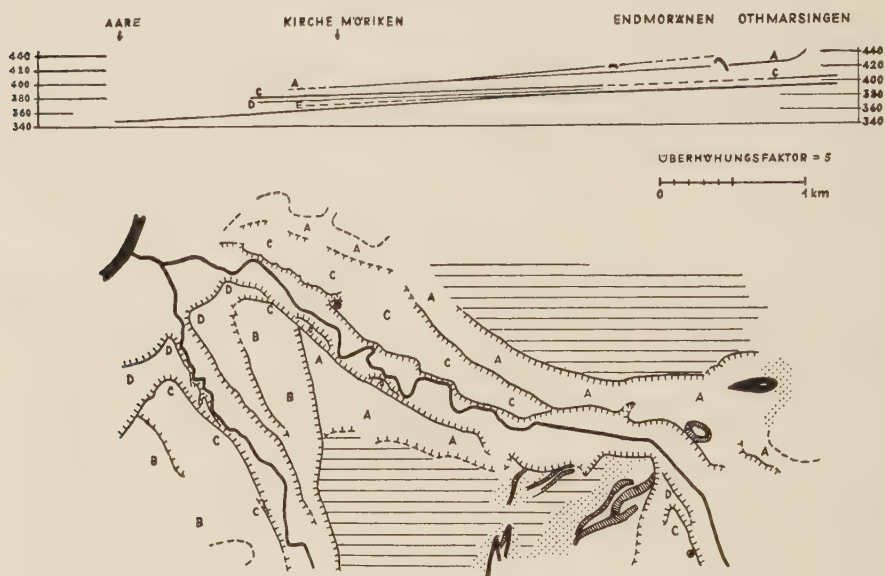


Abbildung 4: Die Terrassen im untersten See- und Bünztal

die tiefsten Terrassen (E, F) haben grössere Flächen; dank den Mäandern des heutigen Baches nehmen sie oft die ganze Talbreite ein und bieten grosse Teile von Querprofilen alter Talböden dar.

15 m unter das Akkumulationsniveau eingetieft, beginnt die oberste Erosionsfläche des Bünztales (A) N Othmarsingen, zieht sich gegen W und öffnet sich als weiter Trichter E Möriken; dabei nähert sich ihr Niveau demjenigen der Akkumulationsfläche. Während ihr N Abschnitt am Fusse des Chestenberges bis Wildegg erhalten geblieben ist, wurde die Südseite N Niederlenz vom Seetal her angeschnitten; dort dehnt sich an ihrer Stelle eine nur schwach unterteilte tiefere Fläche (B und C) aus. Im Bünztal entspricht dem Niveau C die grosse Terrasse von Möriken. Die Terrasse A fällt in einem Steilrand um etwa 5 m zur Fläche B ab; den Uebergang von B zu C hingegen vermittelt eine Böschung, die bis zu 50 m breit ist und die Höhendifferenz von ungefähr 2 m beinahe unmerklich werden lässt.

Auf der rechten Talseite des Seetales sind N Lenzburg die Terrassen durch den Molassehügel «Boll» unterbrochen; die Kanten sind verwischt;

erst wieder die Fläche mit dem Lenzburger Gefängnis (B) ist gut ausgebildet. Linksseitig aber erstreckt sich diese Fläche bis fast zu den Endmoränen hinauf, nämlich bis zum Punkt 655300/247100, wo die Strasse und die Seetalbahn von ihr auf das Akkumulationsniveau hinaufsteigen. Die Niveaudifferenz der Flächen B und C vergrössert sich nach S zusehends, und C löst sich in immer kleinere Reste auf.

Eine präzis von den übrigen Flächen zu trennende Terrasse dehnt sich im Aaretal aus und streckt ihre Ausläufer ins Bünz- und ins Seetal hinein (D). Sie liegt im Aaretal etwa 6 bis 7 m unter C und 25 m über dem Fluss, nähert sich in den Nebentälern aber rasch dem heutigen Talboden (→ Abb 4, Profil). Bei Othmarsingen überragt sie ihn noch um 4 m, im Seetal hingegen läuft sie dort auf den heutigen Talboden aus, wo er im schluchtartigen Durchbruch N Seon die Molasse angeschnitten hat und eine Steilstrecke aufweist. Zwischen dem Niveau D und dem heutigen Talboden lassen sich zwei weitere Terrassenniveaux erkennen. Die Reste des höheren, die bei Möriken 7 bis 8 m unter D liegen, gehen in beiden Tälern etwa 3 km, diejenigen des niedrigeren (F, 3 bis 4 m unter E) etwa 2,5 km von der Aare entfernt in den heutigen Talboden über. Am Profil in Abbildung 4 lässt sich der Verlauf der wichtigen Niveaux überblicken.

Neben dem Abfluss durch das Tal des Aabaches besaßen die Schmelzwasser des Gletschers, der die Seoner Endmoränen ablagerte, eine zweite Abflussrinne, nämlich das heutige Trockental Seon-Schafisheim. In anderem Zusammenhange werden wir darauf zurückkommen; hier sei lediglich festgehalten, dass die Rinne nicht auf eine Aare-Erosionsterrasse ausmündet, wie *Frey* (1907 p 77) schreibt, sondern sich im Akkumulationsfeld N Schafisheim verliert.

Nach diesen Betrachtungen erheben sich folgende Fragen:

1) Dürfen die beschriebenen Terrassen als Reste von Talböden aufgefasst werden, die in ihrem Niveau (und damit ihrem Alter) sicher voneinander zu trennen sind?

2) Wie gehen die Terrassen in die Endmoränen über?

3) Sind die Terrassen erosiver Entstehung oder sind einige durch neuere Akkumulation aufgeschüttet worden?

1) Jede der breiten oberen Terrassen A und B kann man fast durchgehend verfolgen. Deshalb lassen sich aus ihnen die ehemaligen Talböden sicher rekonstruieren: Diese nahmen zwischen den Endmoränenwällen ihren Anfang (→ unten) und sind dort schmal, aber mehr als 10 m in die Akkumulationsfläche eingetieft; dann nehmen sie an Breite zu und an Tiefe ab. Ungefähr bei Holderbank im Aarequertal müssten sie auf 380 m ins Akkumulationsniveau auslaufen, wenn dieses dort noch erhalten wäre. — Die nächstfolgenden Terrassen C und D sind in den Durchbrüchen durch die Endmoränen nicht erhalten geblieben, finden aber eine sichere Fortsetzung

(ausser D im Seetal) S davon. Auch die Terrassen E und F sind in ein ausgeglichenes Längsprofil einzuordnen. Fraglich bleibt nur die Zuordnung einiger sich kaum über den heutigen Talboden erhebenden Flächen bei Wildeggen und einzelner schmaler, nicht horizontaler Leisten unter dem Niveau D bei Wil (zwischen Möriken und Othmarsingen) und im Seetal bei Lenzburg. (→ Tabelle der Niveaux p 44)

2) Der Talboden A zieht sich zwischen den Resten der zwei Endmoränenkränze N Othmarsingen über Waldrüti und endigt im Eggental E des Dorfes. Zwischen das Akkumulationsniveau und die Fläche A ist SW der Kiesgrube beim Mülirüteli eine schmale Terrassenleiste eingeschaltet. Sie trägt mehrere erratische Blöcke und läuft bei «Brand» auf das Niveau A aus; sie scheint während des Gletscherhöchststandes unmittelbar am Eisrand gebildet worden zu sein. Weitere während der Moränenablagerung entstandene Rinnen oder Talböden fehlen im Bünztal. Im Seetal N Seon aber laufen ein Schmelzwassertälchen von W her bei der Sigismüli und eines von E her an der Nordflanke des Chrüzbigers in einer Höhe aus, die dem Niveau B entspricht, und geben so einen Hinweis auf sein Alter. *Die Böden A und B finden also in den Endmoränen von Othmarsingen bzw. Seon (Würm-Maximalstadium) ihr Ende und sind demnach im Hochglazial angelegt worden; die tieferliegenden durchdringen in engen Durchbrüchen die Moränenwälle.* Im Bünztal weitet sich der Boden C oberhalb des Durchbruches wieder zu weiten Schotterflächen aus; im Seetal jedoch sind schon S Seon diese Böden mit dem heutigen identisch, da die Molasse, in die sich der Aabach seit jener Zeit N Seon einschneiden musste, die Erosion stark verlangsamt hat.

3) Es ist trivial zu bemerken, dass die besprochenen Talböden eine erosive Ausräumung der Akkumulationsebenen darstellen. Zu untersuchen bleibt hingegen, ob die Oberflächen der Terrassen reine Erosionsflächen sind, oder ob Aufschüttungen auf Erosionsflächen die Terrassen bis zum heutigen Niveau erhöht haben. Die Kiesgrube an der Bünz (656000/251550) schliesst die zwei Terrassen D und F und den Talboden auf (→ Abb 5) und zeigt in der ganzen Kiesmächtigkeit von mehr als 30 m ungestörte, durchgehende, horizontale Lagerung. Nirgend ist ein Anzeichen von nachträglicher Akkumulation zu sehen. Die drei Flächen müssen also durch reine Erosion entstanden sein. Den entsprechenden Beweis für zwei höher liegende Terrassen, nämlich B und D, liefert die Kiesgrube SW des Gefängnisses von Lenzburg (655600/247600). Weitere Beweise für die rein erosive Entstehung von Terrassen präsentieren uns

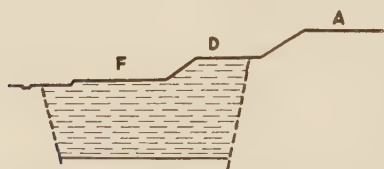


Abbildung 5: Kiesgrube an der Bünz

Die drei Flächen müssen also durch reine Erosion entstanden sein. Den entsprechenden Beweis für zwei höher liegende Terrassen, nämlich B und D, liefert die Kiesgrube SW des Gefängnisses von Lenzburg (655600/247600). Weitere Beweise für die rein erosive Entstehung von Terrassen präsentieren uns

die Kiesgruben SE Mülligen (660850/256250), im intramoränen Bereich: NW Dottikon bei Tännächer (659900/249200) und ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes: E Villigen (658850/264150).

Im *Reusstal* lassen sich die Erosionsterrassen nach ihrem Niveau, ihrer Ausdehnung und ihrer Verbindung mit den Endmoränen analog zum See- und Bünztale gliedern.

Eingesenkt in die grossen Akkumulationsebenen des Birrfeldes im W und der Lindenstaldenelg im E, ziehen sich zwei Terrassen oder deren schmale Reste (entsprechend A und B) nach N. Ihr Zusammenhang mit Schmelzwassertälchen zwischen Moränenwällen kann bei Bifang S Birrhard nachgewiesen werden; bei Hasli läuft das «Münzel» am Reussufer auf ein Niveau aus, das der rechtsufrigen Fläche B W «Müsle» entspricht. Die Terrassen senken sich schwächer als die Akkumulationsfläche nach N; sie sind teilweise mit Moränen bedeckt, was für ihre zeitliche Einordnung wesentlich ist. Bei Birmenstorf und Mülligen wird der Terrassenzug von der Reuss unterbrochen und tritt nur noch E des Flusses in Form kleiner Reste S Bolleren (660100/257400) und W Steckfeld (660100/258000) auf. Gleichzeitig mit der obersten Erosionsterrasse entstand im Vorfeld der westlichsten Moränen des Mellinger Stadiums eine Rinne, die an den Hängen S Mägenwil, eventuell auch an den nördlichsten Moränen im Bünztal bei Othmarsingen wurzelt. (Dafür ist der Beweis nicht zu erbringen, da die Formen durch den grossen Bahneinschnitt zerstört sind.) Sie zieht sich von Mägenwil aus E Brunegg nach N und läuft an der Nordwestecke des Birretholzes auf das Birrfeld aus. Sie ist ein Analogon zum Trockental Seon-Schafisheim.

Eine tiefer liegende Terrasse (C) erstreckt sich vom Aaretal her (Königsfelden, 362 m) weit hinauf ins Reusstal. Da die Reuss NW Mülligen zu einem weiten Bogen ausholt, ist dort auf 367 m eine ausgedehnte Fläche stehengeblieben. Verfolgen wir dieses Niveau reussaufwärts, so schrumpfen seine Reste SE Birmenstorf rasch zusammen, lassen sich aber auf dem rechten Reussufer bei «Schlatt» und «Schönert» bis zum innersten Moränenwall nachweisen (661500/253800). Der weite Zirkus von Melligen besitzt nur an seinem Rande kleine Verflachungen um 380 m herum, die diesem Niveau entsprechen könnten. Hingegen liegen genau in seiner Verlängerung die höheren Partien der grossen Terrassen von Tägerig im W und von Holzrüti im E der Reuss.

Die Reuss vermochte sich im Gegensatz zur Bünz und zum Aabach, deren Einzugsgebiete und Wasserführung sich in der Postglazialzeit wesentlich verminderten, auch in den oberen Talabschnitten stark einzutiefen. Das heutige Flussbett liegt bei Windisch 28 m, bei Birrhard 34 m, bei Tägerig 38 m unter dem Niveau C, während die Bünz bei Othmarsingen nur 10 m erreicht hat und der Aabach bei Seon sogar noch auf dem Niveau C selber fliesst. Die Eintiefung schuf im Zungenbecken von Melligen grosse, fast

die ganze Talbreite einnehmende Terrassen. Im Durchbruch durch die Endmoränen fanden nur noch einige schmale Flächen Platz; die Reuss fliesst hier in einer Schlucht und schneidet Moränen und Schotter der Riss-Eiszeit an.

Eine Reihe wunderbar ausgebildeter Sackungen begleitet den Fluss auf seinem rechten Ufer am Flussknie W Birnenstorf in den «Rüsshalden». Der Komplex erstreckt sich vom Punkt 659900/256850 bis 660000/257500 über etwa 1,1 km. Die Länge der einzelnen Sackungswälle schwankt zwischen 20 und 130 m; oft sind sie nur durch minime Querkerven von den anschliessenden, gleichzeitig abgesackten Wällen getrennt. Einige sind in ihrer Längsachse gegen ihre Nachbarn leicht verstellt. Typische Nackentälchen begleiten alle Wälle. — Das abgesackte Material ist Niederterrassenschotter. Er ist 25 m mächtig und liegt auf der wasserundurchlässigen Riss-Grundmoräne, über der auf dem linken Reussufer die ergiebigen Quellen von Mülligen und Birrhard austreten. Die Oberkante der Rissmoränen liegt etwa 10 m über dem Spiegel der Reuss. Diese kann für die Sackungen nicht verantwortlich gemacht werden, da die Moräne davon nicht ergriffen wird. Es ist vielmehr das von NE eingedrungene Grundwasser, das die Schotter auf der lehmigen, feuchten Moräne hat abgleiten lassen. Die Moräne selber wird vom Fluss an einem steilen Ufer erodiert, was besonders schön am Nordende des Komplexes zu sehen ist.

Nachdem die Reuss im Durchbruch durch den Kettenjura streckenweise auch noch jurassische Gesteine angeschnitten hat, öffnet sich bei Windisch ihr Tal gegen das Aaretal. Ein prächtiger Prallhang der Reuss von 27 m und der Hang einer Aareterrasse von 20 m Höhe formen aus der Fläche C den schmalen Sporn von Windisch. In einer kurzen Steilstrecke, die an der Malmrippe beim Birchhof (659900/258400) beginnt und durch sie verursacht sein dürfte, fliesst die Reuss mit etwa 3 ‰ Gefälle (weiter oben 1 bis 1,5 ‰) auf den jüngsten Aareboden hinunter.

Vom untersten Abschnitt des *Limmattales* ist nur ein kleiner Teil auf unserer Karte dargestellt. Das Akkumulationsniveau, das hier in grosser Ausdehnung erhalten geblieben ist, wird bei Enneturgi von einer Erosionsfläche, die kaum 4 m über dem Flußspiegel liegt, angeschnitten, so dass ein 34 m hoher, imposanter Terrassenrand entstanden ist. Von den zwei Umlaufbergen bei Turgi erkennen wir auf der Karte gerade noch den einen.

Die Aare fliesst meistens dem einen Talrand entlang; nur von Villnachern bis Umiken und von Königsfelden an abwärts nimmt sie ungefähr die Talmitte ein. Dementsprechend sind die *Erosionsterrassen des Aaretals* ausgebildet: Die rechte Talseite oberhalb Wildeggen steigt von der Aare in mehreren Stufen bis zur Akkumulationsfläche auf. Links aber ist die einzige Erosionsterrasse durch künstliche Aufschüttung zugedeckt worden; hinter ihr steigen die Malmkalke zur Gisliflue auf. — Im Durchbruch durch den Kettenjura sind die Terrassen auf der linken Talseite grosszügig angelegt; für diejenigen rechts ist zwischen vorspringenden Schichtrippen nur wenig Raum übriggeblieben; stellenweise liegen hier die Erosionsflächen in anstehendem Gestein und zeigen deshalb statt der gewohnten ebenen und praktisch horizontalen Oberfläche und scharfen Kanten schräge Flächen und unregelmässige Kanten. — Nachdem die Aare mit einem Gefälle von

1,5 ‰ Umiken erreicht hat, durchsägt sie auf der linken Talseite in einem Bett von nur 18 bis 75 m Breite auf einer Strecke von 1,5 km mit 4 ‰ Gefälle das Eozän und die Wangenerschichten. Unterhalb Brugg setzt sie ihren Weg mit wenig mehr als 1 ‰ Gefälle fort und nimmt in der auf fast 1,5 km ausgeweiteten Talsohle die Reuss und die Limmat auf, schneidet am linken Ufer bei Lauffohr nochmals anstehendes Gestein (Geissbergschichten) an und verlässt unser Gebiet inmitten ausgedehnter Schotterfelder durch einen engen, tiefen Einschnitt.

Die Asymmetrie des Tales, die unterschiedliche Grösse und die wechselnden geologischen und morphologischen Eigenschaften seiner Nebentäler erschweren die Untersuchung und Verfolgung der Terrassenflächen im Aaretal. Immerhin sind die obersten Terrassen auf grossen Strecken zu verfolgen, so dass ihre Untersuchung klare Ergebnisse zeitigt: Vom Akkumulationsniveau des untersten Seetales aus führen zwei oder drei Terrassen, die alle durch unscharfe, breite Ränder begrenzt sind, auf eine Fläche (= D) hinunter, die vom Gebiet W Rapperswil bis Wildeggen nur durch eine schmale Kerbe des Rapperswiler Baches unterteilt wird. Die Terrassen lassen sich nicht in diejenigen des See- und Bünztales (A, B, C) fortsetzen; sie sind mehrmals unterbrochen oder laufen aus, so namentlich bei den zwei Rinnen, die beim «Chapf» und beim «Zimberhübel» vom Akkumulationsniveau her auf die tiefere Terrasse hinunterführen (653000/250100 und 653850/250400). — Im Gebiet der Mündung des Schenkenbergertales leitet ein einziger, sanft geneigter Terrassenrand vom Akkumulationsniveau auf eine Terrasse (= D) hinunter, deren Oberfläche auf der Strecke vom Strasseneinschnitt SE Veltheim bis Wallbach S Villnachern nur durch den Talbach bei Schinznach wesentlich unterbrochen wird. — Vom Birrfeld aus gelangen wir in das Tal von Hausen, ohne dass wir einen Einschnitt oder eine Erosionskante antreffen könnten. (Dies mag allerdings auch auf anthropogene Bodenbewegungen zurückzuführen sein.) Jedenfalls nahm die Erosion in diesem Tal nicht auf dem Birrfeld ihren Anfang. Alle Schmelzwasser des Mellinger Gletschers fanden ihren Weg durch das Reusstal hinunter ins Aaretal. So erkennt man denn auch erst auf der Höhe des N Dorfteiles von Hausen am W Talrand einen Erosionsrest. In der Gegend des Amphitheaters Vindonissa senkt sich der Boden des Hausener Tales in zwei niedrigen Stufen auf eine grosse Terrasse, die sich von der riesigen Kiesgrube beim Rütenenhof SW Brugg (657000/258000) bis in den Sporn von Windisch fortsetzt, und deren Niveau (C) das Reusstal hinauf bis Birrhard verfolgt werden kann; dieser Terrasse ist eine weitere (D) mit der Brugger Altstadt vorgelagert. — Zwischen Reuss und Limmat bildet die Terrasse «Geelig» (660500/260300) die Fortsetzung des Niveaus C.

Scharfe, minimal 6 m hohe Ränder trennen die genannten Terrassen C und D von den niedrigeren ab. Keine von diesen erreicht eine ähnliche Aus-

dehnung wie C oder D, ausgenommen der heutige Talboden. Dieser ist aber durch die Bauten der Kraftwerke Ruppertswil-Auenstein und Wildeg-Brugg seiner natürlichen Gestalt weitgehend beraubt worden. Da die Flächen, die von den Niveaux unter D erhalten geblieben sind, weit auseinanderliegen und die Höhendifferenzen benachbarter Terrassen gering sind, kann eine Parallelisierung zur Rekonstruktion ehemaliger Talböden nicht vorgenommen werden.

Hingegen drängt sich die Frage auf, ob die ausgedehnten und gut ausgebildeten Terrassen C und D als Reste durchlaufender Talböden aufgefasst werden dürfen. Zwei Tatsachen sprechen dafür:

1) Die Niveaux C und D sind ins See-, Bünz- und Reusstal hinauf mit Sicherheit zu verfolgen; ihre Entstehung kann in die Zeit des Gletscher-rückzuges aus den vordersten Zungenbecken verwiesen werden.

2) Der Rand der D-Terrassen ist von Kerben und Miniaturtälchen (→ Abs 353) besetzt. Die tieferen Terrassen besitzen keine solchen Formen, die höheren nur in jenen Talabschnitten, wo das Niveau D fehlt. Die Rekonstruktion des ehemaligen Talbodens aus den D-Terrassen ergibt für die Talmitte folgende Werte:

W Ruppertswil	373 m		
Wildeg	369 m		und weiter durch Extrapolation:
Veltheim	365 m		Brugg 351 m.
Wallbach	359 m		

Mit der Höhe von 352 m passt die Terrasse der Brugger Altstadt gut in den extrapolierten Talboden D. Ausserhalb unseres Gebietes, E und NE Villigen, stösst man auf gleiche Kerben-Formen im Terrassenrand auf 345 m. Extrapoliert man von Brugg aus weiter, so müssten bei Villigen 342 m erreicht sein. Wenn auch der Talboden dort 3 m höher liegt, so ist ein Zusammenhang in Anbetracht der grossen Lücke nicht ausgeschlossen.

Die Höhen der verschiedenen Terrassenniveaux

Niveaux	Seetal		Bünztal		Reusstal		Aaretal				
	N Seon	NNW Niederlenz	Othmarsingen	Mönken	Mellingen	S Birmenstorf	Ruppertswil	Holderbank	Villnachern	Windisch	Stilli
Akkumulation	450	395	435	400	415	395	395	380	375	373	362
Erosion: A	—	—	425	400	—	390	?	—	—	—	—
B	440	385	—	—	—	380	?	380	—	—	—
C	435	382	402	385	380	370	?	380	?	361	?
D	430	377	396	380	?	?	375	370	360	350	345
E	—	374	—	373	?	?	?	?	?	?	?
F	—	368	—	368	?	?	?	?	?	?	?
Fluss heute	430	362	392	364	346	339	352	348	341	330	327

Obwohl die D-Terrassen, wie oben gezeigt worden ist, als Reste eines ehemaligen Talbodens gut eingeordnet werden können, mögen Fragen lokaler Bedeutung noch offenbleiben, so z. B. bei Villnachern: Wie hängt die Terrasse «Bäumliacher» (356—360 m, 654600/257600) mit der D-Terrasse S Wallbach (360 m) zusammen? Ein Bächlein verwischt hier den Terrassenrand; dessen Fortsetzung nach NE ist überdies durch den Kraftwerkskanal und künstliche Aufschüttungen zerstört. Wahrscheinlich hängt der W Teil der Bäumliacher-Terrasse noch mit der Wallbacher D-Terrasse zusammen, während bald nach deren Entstehung die Aare und der Bach von Villnachern die E und N Partien weiter erniedrigt haben.

Den Niederterrassenflächen sind vielerorts *Schwemmkegel* aufgesetzt. Ihre Grösse schwankt zwischen solchen, die sich auf der Karte 1 : 25000 kaum einzeichnen lassen, und andern, die anderthalb Kilometer lang sind. Die grössten liegen im Gebiete des Kettenjuras, weil dort die Reliefenergie am grössten ist. Im folgenden sei nur auf die eigentlichen Schwemmkegel eingegangen; durch Solifluktion oder ähnliche Vorgänge verursachte Schuttsammlungen am Ausgang von Miniaturtälchen oder am Fusse von Kerben werden später besprochen werden (→ Abs 353).

Alle in unserem Untersuchungsgebiet gefundenen Schwemmkegel sind entweder einer Niederterrassenfläche oder aber einem Talboden entsprechenden Alters aufgesetzt; ältere lassen sich nirgends nachweisen. Es ist bemerkenswert, dass auch die Schwemmkegel, die auf dem Akkumulationsniveau oder auf einer der oberen Erosionsflächen (A, B, C) liegen, heute noch aktiv akkumulierende Gewässer besitzen (sofern diese nicht durch Kiessammler künstlich von ihrem Schutt befreit werden). Ferner ist festzustellen, dass kein Kegel irgendeinen Vorgänger besitzt, der auf einer benachbarten höheren Terrasse vom gleichen Bach abgelagert worden wäre. Aus diesen beiden Tatsachen folgt, dass die Schwemmkegel — sicher in ihrer Hauptmasse — relativ spät aufgeschüttet worden sind. Da an den Terrassenrändern entlang denjenigen Bächen, die durch die Niederterrassenschotter fliessen und Schwemmkegel aufgeschüttet haben, keine Kerben und Miniaturtälchen wie in anderen Terrassenkanten (→ Abs 353) zu finden sind, muss mindestens von diesen Bächen angenommen werden, sie hätten ihre Tälchen erst nach der Ausbildung der Kerben und Miniaturtälchen eingetieft, und ihre Schwemmkegel seien jünger als diese Formen.

Der riesige, aus zwei Tälchen austretende und zusammenwachsende Schwemmkegel von Lupfig ist an zwei Stellen von Kerben durchsetzt, und zwar gerade dort, wo ein alter Erosionsrand im anstehenden Molassegestein bei der «Holzgass» und beim «Hinterdorf» von Birr gegen das Birrfeld abfällt. Die Schicht von Schwemmmaterial ist da so dünn, dass in den Kerben Moräne und Molasse zutage treten. Das Oberflächengefälle in seiner unteren Hälfte beträgt — wohl wegen der äusserst geringen Korngrösse des Molasseschwemmsandes — nur 11 ‰, im Gegensatz zu 18 bis 22 bei den übrigen grossen Schwemmkegeln.

Als Uebergangsform zwischen Hangfuss-Akkumulation und Schwemmkegel erscheinen die Anschwemmungen feinen Molassesandes in ausgedehnten, wohlgeschichteten Lagen auf dem Akkumulationsniveau der Niederterrasse, die in der Kiesgrube beim Laubsiloo WSW Gebenstorf (660000/258950) aufgeschlossen sind. Die Schotter reichen bis auf etwa 375 m, so dass sie an der Nordwestecke der Grube an die schwach geneigte Terrainoberfläche kommen, im SE aber 3 m darunter aufhören. Das Hangende sind dunkelbraune Schwemmsande, die an der Ostwand der Grube in waagrechten, parallelen Schichten aufgeschlossen waren. Das angeschwemmte Material stammt vom Hügel, der im SSE, etwa 50 m von der Grube entfernt, anschliesst. Seine weichen Schichten der Meeres- und unteren Süsswassermolasse erlagen der Abspülung; als breite Decke wurde das Material am Hangfuss abgesetzt. Vier schwache, weniger als 100 m lange Kerben haben anscheinend das Wasser im untersten Abschnitt des Hanges gesammelt und auf die Terrassenfläche, später auf die eigenen Akkumulationen geleitet. (Die Karte enthält weder die Kerben noch die Akkumulationen am Hangfuss, da sonst das Bild an jener Stelle verwirrt würde.)

Hangfuss-Akkumulationen infolge flächenhafter Abspülung, Bodenfließen oder Abrutschen von Gehängeschutt können nicht näher betrachtet werden, da die Vergleichsmöglichkeiten zu spärlich sind. Oft steht nicht einmal fest, ob die Form wirklich akkumulativ entstanden ist; denn eine erosive Hangverflachung, die wenige Meter über einer horizontalen Fläche einsetzt, kann eine Akkumulation vortäuschen, solange Aufschlüsse fehlen.

353 KERBEN UND MINIATURTÄLCHEN IN DEN TERRASSENRÄNDERN (→ Abb 6)

Es wurde im vorhergehenden Abschnitt angedeutet, dass einige Terrassenränder des Aaretales mit Kerben und Miniaturtälchen besetzt sind. Anrisse, die durch kleine über den Terrassenrand hinabführende Wasserläufe oder austretendes Grundwasser hervorgerufen worden sind, findet man auf allen Niveaux. Ihre Bildung fällt ins Postglazial oder in die Gegenwart, da vorher die Bedingungen zu ihrer Entstehung (fliessendes Wasser in ungefrorenem Boden und Erosion an der Oberfläche ohne simultanes Bodenfließen) nicht erfüllt waren. (→ Abb 6, Nr. 4a und 4b)

Die Terrassen D hingegen tragen andersartige, typische Formen. Dass solche nie auf tieferen Terrassen vorkommen, lässt darauf schliessen, die Formen seien bald nach der Erosion des D-Terrassenrandes in relativ kurzer Zeit entstanden. Wo sie in höhere Terrassen als D hineingreifen — wo nämlich das Niveau D wegerodiert ist —, muss dieselbe Entstehungszeit («Post-D») angenommen werden, da die Kerben dort ausnahmslos auf Flächen hinunterführen, die unter dem Niveau D liegen. Während aller der

«Post-D»-Zeit vorangehenden oder folgenden Eintiefungsphasen waren offenbar die Entstehungsbedingungen für diese typischen Formen nicht erfüllt; überdies bildeten sich auf den nicht an den Post-D-Talboden anstossenden Terrassen auch in dieser Zeit keine solchen Formen. Die grösste Anhäufung von Kerben und Miniaturtälchen finden wir zwischen Schloss Wildenstein und Villnachern; in kleinerer Zahl kommen sie zwischen Rupperswil und Wildegg, im untersten See- und Bünztal und N der Habsburg, vereinzelt auch im Reuss- und Limmattal vor. Im folgenden sei versucht, einzelne Typen zu charakterisieren und sie den allgemein verbreiteten Anriss- und Kerbenformen gegenüberzustellen.

1) *Muldenförmige Einbuchtungen in der Terrassenkante*

Die Terrassenkante ist auf einer Länge von 20 bis 50 m zurückversetzt. Gegen die Mitte der Einbuchtung, die bis 40 m beträgt, wird die Kante immer verschwommener und kann nicht mehr genau lokalisiert werden. Der Boden der Einbuchtungen liegt je nach ihrer Grösse um 2 bis 4 m unter der Terrassenfläche und läuft nie auf die untere Terrasse aus, sondern hört entweder mit einer Kante am steilen Terrassenhang auf oder läuft, sich versteilend, in diesen über. Bei den kleineren Formen ist so der untere Teil des Terrassenhanges anscheinend unberührt geblieben; bei den grösseren ist er durch Schuttfuhr nach aussen verschoben worden.

Diese Einbuchtungen sind möglicherweise Anfangsstadien des zweiten Formtyps.
Beispiele: NE Veltheim, 653700/254600.

2) *Nichtfluviale Miniaturtälchen (Dellen)*

Leider sind diese Formen durch anthropogene Eingriffe unbekannten Ausmasses verändert worden (Kiesgewinnung, Wege, Baumschulen). Allen sind gemeinsam das unsymmetrische Querprofil, der verschwommene Talanfang, der Schuttkegel mit konvexen Gefällslinien. Das einzige wahrscheinlich unberührte Tälchen liegt E Veltheim (653900/254300, ➔ Ph 1). Es greift vom Terrassenrand etwa 90 m zurück und ist maximal 40 m breit und 5 m tief. Der Talboden ist etwa 10 m breit und wird vom Schuttkegel abgelöst, der sich um 6 m in typischen konvexen Linien auf die untere Terrasse absenkt; er ist 50 m lang und am Terrassenrand 50 m breit. Die Volumina des Kegels und des Tälchens entsprechen einander grössenordnungsmässig. Der nach N exponierte Hang ist steil und oben und unten scharf begrenzt, der nach S exponierte flach und nicht präzise abzugrenzen. Dieser Unsymmetrie wegen hat Büdel auf einer Exkursion im Jahre 1950 die Tälchen als «periglaziale Dellen» bezeichnet.

Es ist aufschlussreich, diesen zwei für die D-Terrassen typischen Formen weitere, auch andernorts vorkommende gegenüberzustellen:

3) *Fluviale Miniaturtälchen*

Scharf in die Terrassenfläche eingeschnittene Hänge begrenzen auf beiden Seiten das Tälchen; das Querprofil ist symmetrisch. Der Schuttkegel ist ein Schwemmkegel, seine Gefällslinien sind Geraden. Das gezeichnete Beispiel ist mitten aus dem Gebiet der nicht-fluvialen Tälchen herausgegriffen (links erkennt man den Ansatz zu einem solchen): N Veltheim, 653550/254850.

4) *Abrissartige Rückversetzungen der Terrassenkante*

In hohen Terrassenrändern sind Stellen zu finden, wo der obere Teil der Böschung ausgebrochen ist. Die Abrisslinie hat keine bestimmte Form; sie ist bis 50 m lang und greift

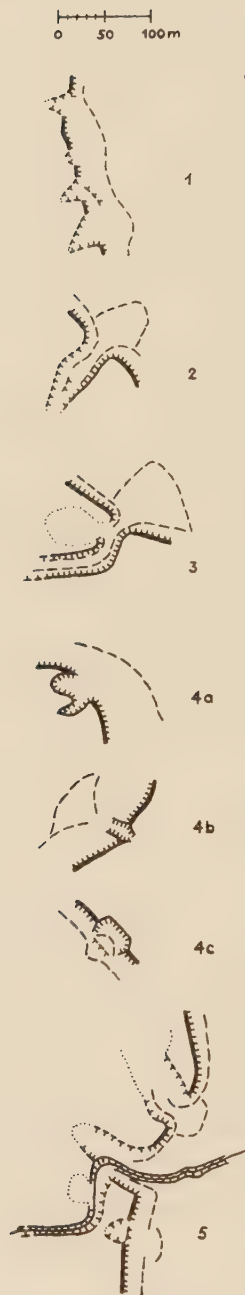


Abb. 6: Kleinformen
in Terrassenrändern

bis zu 20 m weit in die Terrasse ein. Diese Anrisse sind wohl auf verschiedene Ursachen zurückzuführen; es kommen in Frage:

- a) Austritt von Grundwasser (quelltrichterähnliche Formen)
- b) Durchnässung durch episodische Wasserläufe von oben her und Abrutschen kleinster Partien (Kerbenformen)
- c) klimabedingte Aenderung der Bodenfestigkeit und dadurch des maximalen Böschungswinkels, Sackungen (Ausbruchformen).

Beispiele: a) S Schloss Wildenstein, 654200/253200

b) WNW Schloss Habsburg, 655550/257250

c) Möriken, 655750/251950

5) Mischformen

Im Gebiet von «Strick» und «Wisstrotten» NE Schinznach findet man als *Mischformen* Dellen, deren Boden fluvial weiter vertieft worden ist. Eine dieser Mischformen ist noch in Ausbildung begriffen: Der Längebach schneidet sich in eine ältere Delle ein. Auf der Zeichnung erkennt man N davon eine Form des Typs 2, S davon eine des Typs 1. Koordinaten: 654000/256650.

Es liegt auf der Hand, dass für die muldenförmigen Einbuchtungen (Typ 1) und die Dellen (Typ 2) nur eine Entstehungsweise in Frage kommt, die von derjenigen der Typen 3 und 4 abweicht. Obwohl in jenen Formen jeglicher Aufschluss fehlt, und deshalb kein sicherer Entscheid gefällt werden kann, ist die Solifluktion als Gestaltungsfaktor anzunehmen (→ Abs 445). Nur Grabungen und weitere, vergleichende Formuntersuchungen könnten zu einer endgültigen Abklärung dieser Frage führen.

Aufgeschlossen ist dagegen ein Boden, der taschenähnliche Solifluktionsformen enthält, am Oberende der Rinne, die sich SE Ruppertswil bei «Chapf» im «Länzert»-Wald in das riesige Niederterrassenfeld eingetieft hat. Die Rinne selber ist fluvialer Entstehung; denn ihre Formen entsprechen dem Typ 3 unserer obigen Beschreibungen. Sie mündet ohne Schwemmkegel auf die oberste Erosionsterrasse, die höhenmässig dem Niveau C im Seetal entsprechen würde, und ist deshalb spätestens im ausklingenden Hochglazial entstanden als Abflussrinne des auf dem breiten Akkumulationsfeld anfallenden Oberflächenwassers, welches anfänglich durch das von Schafisheim herangeführte Schmelzwasser vermehrt worden war. Auch in jüngster Zeit diente sie jeweilen

nach reichlichen Niederschlägen dem Wasser, das sich oberflächlich am Ausgang des Seon-Schafisheimer Trockentales ansammelte, als Abfluss, bis eine Kanalisation Abhilfe schaffte (Mitteilung eines Schafisheimer Bauern).

In der Ostecke einer kleinen Kiesgrube (653250/249300), die in den Hang der Rinne vorstösst, reichen die grauen, unverwitterten Niederterrassenschotter bis etwa 1 m unter die Oberfläche hinauf. Darüber liegt entweder brauner Kies oder grau-gelber, sandiger Lehm (→ Ph 9). Der braune Kies ist geschichtet, wenn auch einige Gerölle, besonders gegen die Grenze Kies/Lehm zu, nicht eingeordnet sind. Es handelt sich offenbar um die Verwitterungsrinde der Schotter, vermischt mit grösseren Geröllen, die aus den Seoner Moränen herantransportiert worden sind; gesprungene Gerölle weisen auf die Frosteinwirkung hin. Zwischen die Kies-«Pakete» ist der Lehm taschenförmig eingelagert; die Grenze ist gegen unten scharf, während sie zur Seite hin nur als Zonen der Vermischung von Lehm und Kies von einigen Zentimetern bis Dezimetern Breite lokalisiert werden kann. Die horizontale Ausdehnung der Taschen kann nicht genau ermittelt werden, doch übersteigt sie sicher 1 m. Der Lehm ist ungeschichtet, auch im Uebergang zum Kies lässt sich keine Einordnung der Gerölle erkennen — Dass der Lehm weder geschichtet noch wie in einem typischen Taschenboden in den Kies eingefaltet und eingewürgt ist, macht es wahrscheinlich, dass er durch Bodenfließen von der Oberfläche des Schotterfeldes her in bereits bestehende Vertiefungen hineingelangt ist, die gegen den Boden der Rinne hinunterführten. Dafür spricht auch der Umstand, dass in der Westecke der Grube die Oberfläche des unverwitterten Kiesel gegen einen andern Ast der oben erwähnten Rinne hin absinkt.

354 DER INTRAMORÄNE BEREICH DER JUNGEN TALBÖDEN

Der intramoräne Bereich der jungen Talböden ist für unser Untersuchungsgebiet identisch mit den Zungenbecken des maximalen Würmglacierstandes. Diese entsprechen keineswegs den schulmässigen Vorstellungen eines mit Grundmoränen ausgekleideten und mit Drumlins übersäten Beckens.

Einzig das *Zungenbecken Seon-Seengen* passt einigermaßen in dieses Schema. Kein einziger Aufschluss zeigt den Untergrund des Talbodens. Immerhin lässt sich aus dem Fehlen von Kiesgruben und aus dem Resultat einer Grundwasserbohrung bei der «Mühle» in Seon (1935/6, Brief der Gemeindekanzlei vom 12. 11. 54) schliessen, dass keine Schotter vorkommen, und dass der Boden aus Moränenmaterial aufgebaut ist. Die wellenartigen Erhebungen im Zungenbecken haben den gleichen Grundriss wie Endmoränenkränze; es handelt sich nicht um kleine Grundmoränenhöcker und -wellen. Spätere Untersuchungen (→ Abs 355) werden erweisen, dass sie überschliffene Endmoränen sind. Der Aabach hat im welligen Talboden nur eine kleine Eintiefung zustande gebracht. Erst bei Seon selber wird sie deutlicher und tiefer, bleibt aber schmal. Für diese geringe Erosion sind weder das Material noch die Formen des Zungenbeckenbodens verantwortlich, sondern, wie im Abschnitt 352 bereits festgestellt worden ist, die Härtesteile NE Seon.

Im *Zungenbecken Othmarsingen-Dottikon* wird der Talboden von Schottern eingenommen. Die Fläche, die sich auf der linken Talseite von

Othmarsingen über Hendschiken hinzieht, läuft bei Langelen N Dintikon auf 420 bis 425 m in überschläffene Seiten- und Endmoränen aus. Sie liegt im gleichen Niveau wie die extramoränen Terrassen C und darf als deren Fortsetzung gelten, da sie auch eine Erosionsfläche ist; dies beweist die Kiesgrube W der Landstrasse NNW Langelen (659650/247000), wo die Fläche die obersten Schottersschichten diskordant abschneidet. Der jüngste kastenförmige Einschnitt der Bünz ist bei Dottikon 15 m in die Fläche C eingesenkt, bei Othmarsingen 10 m.

Auf der rechten Talseite sind die Verhältnisse nicht so leicht zu überblicken und klar: Von Dottikon verläuft eine Fläche, die mit dem linksseitigen Niveau C identisch ist, nach NW bis zum Steinhof und sinkt auf 410 m. Hier sind die Ränder aller Terrassen verschwommen, die oberen wegen Einschwemmungen aus den kleinen Nebentälchen, die unteren, weil sie nicht mehr im Schotter, sondern in lehmiger Riss-Grundmoräne angelegt sind, die hier den Talboden erfüllt. Nordwärts gegen Othmarsingen folgt eine höhere Fläche im «Ebnet» (415 m), dann führt eine Treppe von kleinen Erosionsterrassen auf die Fläche A (→ Abs 352) in 425 m Höhe NE des Dorfes hinauf.

Bei Tannächer NW Dottikon reichen die Schotter bis auf 434 m hinauf. In der grossen Kiesgrube W des dortigen Scheibenstandes (659900/249200) fällt ein Terrassenrand von 9 m Höhe zum nächsten Niveau ab; der Aufschluss erweist (ähnlich wie die Kiesgrube bei Möriken, → p 40) die erosive Entstehung der unteren Fläche. In einer kleinen Kiesgrube E des Scheibenstandes sind die Schichten stark verbogen; schlechte Sortierung und gekritzte Geschiebe deuten auf die Anwesenheit des Gletschers hin. Die Ostwand der oben erwähnten Grube NNW Langelen schliesst verwerfungs- und flexurähnliche Störungen der Kiesschichten auf. Alle diese Tatsachen deuten darauf hin, dass die Schotter als einheitliche Masse abgelagert und dann vom vordringenden Gletscher überfahren und bearbeitet worden sind. Ausser den Endmoränen bei Othmarsingen findet man Moränen ausschliesslich am Talrande, in Form kleiner Reste. Beim Gletscherrückzuge wurden auf der rechten Talseite E und SE Othmarsingen die komplizierten Terrassenstufen gebildet; nach dem Rückzuge des Eises aus dieser Gegend entwickelte sich die breite Erosionsfläche im Niveau C. — Die älteren, flachen Moränenwälle von Dottikon-Dintikon (Gebiet um Bahnstation und Eschenmoos) trennen das soeben besprochene Zungenbecken vom nächsten ab, das bis an die Wohler Moränen reicht.

Im Abschnitt 352 ist gezeigt worden, dass die grossen Schotterflächen im *Zungenbecken von Melligen* mit den extramoränen Erosionsterrassen zusammenhängen. Nun muss der Versuch unternommen werden, die Genese der obersten Flächen abzuklären, die sich an den Talrändern bis nach Bremgarten hinauf aneinanderreihen. *Knauer* (1954 p 75 f) und *Jäckli*

(1956 p 53—55) haben diese Schotterflächen beschrieben und anhand einiger Kiesgruben, vor allem derjenigen N Nesselbach W «Chlosterächer» (664400/249800), Deutungsversuche unternommen (→ Ph: *Knauer* p 75, *Jäckli* p 55). Die Auslegung der stratigraphischen Befunde und erst recht die daraus gezogenen Schlüsse gehen weit auseinander:

Nach *Knauer* gehören diese Schotterflächen zum «Sander der Bremgartener Moräne». Als der Gletscher weiter vordrang, überfuhr er diese Moränen und das ganze Schotterfeld; die Schotter wurden durch den Eisdruck in der Lagerung gestört (Wannen, Verwerfungen), ihre Oberfläche wurde uneben erodiert. Der Gletscher lagerte darüber eine bis 3 m mächtige Grundmoräne ab. Nach seinem Rückzug kam ein flachwelliges Relief zum Vorschein.

Nach *Jäckli* wurden die Schotter abgelagert, als der Gletscher sich von Mellingen zurückzog. Da sie auf eine unruhige, erodierte Fläche abgesetzt wurden, schwankt ihre Mächtigkeit zwischen 3 und 6 m. Toteis-Einschlüsse führten bei ihrem Abschmelzen zu Schichtstörungen. Eine lehmig-kiesige Deckschicht von 1 bis 3 m bildet den Abschluss nach oben. Sie besteht wohl aus Moränenmaterial, aber geschrammte Geschiebe fehlen fast ganz. Sie muss als nichtglazien bezeichnet werden, da fließendes Wasser sie abgelagert hat.

Der Zeitpunkt, auf die Konzeptionen *Knauers* und *Jäcklis* als Ganzes einzugehen, ist noch nicht gekommen. Immerhin muss zu den Fragen Rückzugschotter oder überfahrene Schotter und Grundmoräne oder «Deckschicht» Stellung genommen werden. Gegen die *Jäcklische* Auffassung von 3 bis 6 m Rückzugschotter und 1 bis 3 m von Nebenbächen abgelagerter Deckschicht sprechen folgende Punkte:

a) Verwerfungen im Schotter können mit Toteis-Einschlüssen kaum erklärt werden.
b) Wieso macht die Oberfläche der Schotter die Wannenformen nicht mit, die in den tieferen Schichten bestehen, sondern ist horizontal erodiert wie in der Umgebung? Falls nach dem Rückzug des Gletschers das Toteis abgeschmolzen wäre, müssten Einmündungen übrig geblieben oder mindestens von der «Deckschicht» ausgefüllt worden sein.

c) Die Schotter sind an ihrer Oberfläche erodiert und nachher von der «Deckschicht» überlagert worden. Diese Erosion muss kräftig und weiträumig gewesen sein, wie die verschiedenen Aufschlüsse zeigen (Kiesgruben N Nesselbach, 664400/249800; S Stetten im «Chlosterfeld», 665500/249850; SE Mellingen, 663650/251900). Sie kann aber unmöglich erst nach dem Rückzug des Gletschers bis S Bremgarten stattgefunden haben, da in dieser Zeit schon in schmälere Rinnen und in tieferen Niveaux erodiert wurde; die relativ mächtige «Deckschicht» müsste von einigen unbedeutenden Rinnsalen von den Talhängen her ausgebreitet worden sein.

d) Auf den extramoränen Würmschottern findet man höchstens bei der Mündung von Nebentälchen eine Schicht, welche die Kiesmassen bedeckt. Die Deckschicht kann also nur durch Vorgänge zustande gekommen sein, welche mit dem Gletscher in Beziehung stehen.

Da sich die von *Knauer* postulierte Grundmoränendecke als fluviatil gebildete Deckschicht erweist, gelangen wir zu folgenden Schlüssen:

1) Die Hauptmasse der Schotter im Zungenbecken von Mellingen sind Vorstoßschotter. Sie wurden vom Gletscher überfahren, dabei zuerst stellenweise verstellt und gewellt, nachher allgemein erodiert. 2) Beim Rückzug des Gletschers lagerten die Schmelzwasser das Grundmoränenmaterial um und formten zusammen mit dem frisch anfallenden Obermoränenmaterial

die Deckschicht. Bei Stetten schaltete der Gletscher einen kurzen Halt ein, schüttete einen Moränenbogen auf und verhalf so der Deckschicht in dieser Gegend zu grösserer Mächtigkeit.

355 GLAZIALE AKKUMULATIONEN DER WÜRM-EISZEIT

Als glazial bezeichnen wir diejenigen Akkumulationen, die unmittelbar durch die Gletscher abgelagert worden sind, also die Moränenwälle, die Moränendecken, die Hinterfüllungen hinter Moränenwällen und die isolierten erratischen Blöcke. (Da diesen Erratikern in unserm Gebiet keine morphologische Bedeutung zukommt, wird auf ihre Beschreibung verzichtet.)

Jeder Moränenbogen stellt sowohl seiner Abgrenzung als auch seinem einheitlichen Gestaltungsfaktor gemäss einen Formkomplex dar. Ein solcher Komplex kann räumlich erweitert sein, wenn er nach aussen in Moränendecken übergeht, oder er kann sich genetisch mit andern Komplexen verquicken, z. B. in Hinterfüllungen, wo die fluviale Akkumulation hinzutritt. Scharf abgegrenzt sind die Komplexe glazialer Akkumulation jedoch gegen sämtliche Erosionsformen, die sich gleichzeitig oder später entwickelten. Allerdings können auch diese Grenzen weitgehend verwischt worden sein, wie die vom Eise nachträglich überschliffenen Endmoränenwälle zeigen.

Der Verlauf der Moränenwälle

In mehrere Zungen aufgelöst, rückte der Reussgletscher in die Mittelländtäler vor. Die kräftigste erfüllte das Reusstal, die zweite das Seetal. Von der Reusstal-Zunge zweigte eine schwächere ins Bünztal ab. Unser Untersuchungsgebiet umfasst die Endmoränen und anschliessenden Seitenmoränen, die von diesen drei Zungen während der maximalen Eisausdehnung abgelagert worden sind. Im Bünz- und Seetal sind am Kartenrande Endmoränen eines zweiten Eisstandes zu erkennen. Um Altersangaben zu vermeiden, nennen wir die zwei Stadien vorläufig neutral «Maximalstadium M» und «Stadium F». Sie entsprechen den Stadien von Killwangen und Schlieren im Limmattal.

Im *Reusstal* bilden die Endmoränen des Stadiums M um Mellingen herum mehrere halbkreisförmige Kränze. Die äussersten sind oft unterbrochen, manchmal sogar fast nicht mehr als Wall erkennbar; sie liegen auf der Linie Eckwil - Mägenwil - Birretholz - Bleicherhölzli - Oberholz (N Rütihof) - Hüenerstäg - Fislisbach. Die inneren verlaufen um einen Mittelpunkt herum, der weiter nach SW verschoben ist, und treten deshalb bei Wohlenschwil-Eckwil nahe an die äussersten heran, haben aber bei Fislisbach grossen Abstand von ihnen. Die innersten und mächtigsten sind zu verfolgen über Wohlenschwil - W Büblikon - Eisenbahnbrücke - Station Mellingen - Pfaffenhölzli (E Mellingen) - Holzrüti

Im *Bünztal* besteht das Stadium M bloss aus zwei Moränenkränzen, die sich vom «Horn» NW Hendschiken aus in einem Bogen um Othmarsingen herum schwingen und bei «Lind» und im «Eggental» auf die Molassehügel zustreben.

Die Moränenwälle des *Seetales* sind ihrer Grösse und Entfaltung nach zwischen denjenigen des Reuss- und Bünztales einzureihen. Ihr Verlauf wird weiter unten ausführlich geschildert werden.

Viel niedriger und flacher als die Wälle des Stadiums M sind diejenigen des Stadiums F. Im Bünztal greift in Dottikon ein Wall von E her bis gegen die Talmitte vor. In der Gegend der Station Dottikon-Dintikon ziehen drei Wälle von S nach N und biegen gegen die Bünz nach E um; der innerste und höchste bildet den Hügel des Eschenmooses, an dessen Südflanke die Sprengstofffabrik steht. — Im Seetal liegt ENE Seon parallel zum Aabach der Rest eines Walles, während ein weiterer Wall ohne Unterbruch von der Mühle S Seon aus den ganzen Talboden quert und S Egliswil die Richtung nach Seengen einschlägt.

Morphographie der Moränenwälle

Der erste Blick auf die Karte oder die erste Orientierung im Gelände machen es offenkundig, dass die Wälle keineswegs gleich geformt sind. Dies betrifft nicht nur die Höhe, Breite und Länge, sondern auch das Gefälle der Böschungen, den Grundriss, die Regelmässigkeit der Kammlinie, die Breite des Rückens. Auf der Karte wurde versucht, die Böschungen möglichst wenig zu schematisieren; durch ihre formgetreue Wiedergabe erhält man auch vom Verlauf und der Breite der Kulmination das richtige Bild. Die Wahl zwischen «gut» und «schlecht ausgeprägten» Wällen wurde nach dem Böschungswinkel (mehr oder weniger als 20 %) und nach den subjektiv feststellbaren Formeigenschaften der benachbarten Wälle getroffen. Die Unterscheidung der überschliffenen Wälle von den nicht überschliffenen wird später ausführlich dargelegt werden.

Zuerst soll versucht werden, die Wälle des Stadiums M am Beispiel von Seon genauer zu beschreiben und zu differenzieren:

Der äussere Wall verläuft N «Emmet» und «Biren» in zwei Halbkreisen quer über den Talboden. Wo sie im «Niederholz» (654450/246000) zusammentreten, ist der westliche Bogen durch Erosion auf eine längere Strecke vernichtet worden, während der östliche Wall gerade dort am schönsten ausgebildet ist. Er erhebt sich bis zu 11 m über seine Umgebung. In der Fortsetzung bis zum Aabach ist die Nordseite des Walles höher und steiler als die S Innenseite, weil hier eine mächtige Moränendecke auf seinem Fuss aufliegt. E des Aabaches fehlt in den Molassehügeln eine Fortsetzung; das an den steilen Hängen nur spärlich abgelagerte Moränenmaterial ist offenbar abgerutscht und vom Schmelzwasser später weggeführt worden. Am W Talhang erkennt man den Wall auf kurze Strecken SW Seon, wo er zur Bildung der Hinterfüllungen des «Schliertels» und des «Fröschenmooses» (Punkt 528, 653400/243500) Anlass gegeben hat.

Der zweite Wall ist höher als der erste und weist kleinere Unterbrüche auf; er ist aber besonders auf der W Talseite auf lange Strecken hin in kurze Rücken aufgelöst. Wo ihn die Seetalbahn im «Schnäggenrain» quert, ist er wohl ausgebildet. Er überquert den Aabach bei der «Sigismüli» und erscheint auf dem nach NW vorspringenden Sporn des Chrüzbigers nur als

Streu von Erratikern. N und E Egliswil dringt er als einseitig geböschter, an den Hang angelehnter Wall in die Seitentälchen vor. Hier und am Chrüzbigler haben die von den inneren Wällen herkommenden Schmelzwasser grosse Lücken geschaffen.

Der dritte Bogen ist der mächtigste; er erhebt sich bis zu 25 m über die Umgebung, dort wo der vierte beim «Galgli» SSW Seon mit ihm zusammengewachsen ist, sogar um 52 m. Der Wallbogen wird nur von engen Schmelzwasserausläufen durchbrochen; S des Chrüzbiglers wurde er durch das Schmelzwasser des vierten Walles weggefeigt. E Egliswil hat ihn die Hinterfüllung des innersten Walles in ihrem Schutt verschwinden lassen. Der Wall ist überall zweiseitig gebösch, ausser bei Retterswil, wo er, sich dem Gelände anpassend, absinkt. Zwischen Retterswil und dem Ellenberg beginnt ein Schmelzwassertälchen, das sich bei «Berg» mit älteren Abläufen vereinigt und in das nach Bettetal führende Tälchen mündet. Dorthin gelangte später Schmelzwasser vom vierten Wall her durch einen neuen Einschnitt bei «Schürz» und unterschneidet dabei den dritten Wall an seiner Westböschung.

Ein markantes Tälchen trennt auf der Nordwestseite des Seoner Moränenkranzes den Wall 3 (Hügel des «Fornholzes») vom Wall 4 (→ Ph 5). Es wendet sich am Ostende des Fornholzes nach NNW und durchbricht alle äusseren Wälle; die Strasse Seon-Schafisheim folgt ihm. Im übrigen ist der vierte Wall aber immer dem dritten angelagert; er besitzt keine äussere, jedoch eine sehr steile innere Böschung. Auf der Westseite des Tales kann man ihn ununterbrochen verfolgen; E des Aabaches tritt er zuerst nur als kleiner Rest («Bäpperch») auf, dann als Moränenschleier und Erratikerstreu an der Flanke des Hätäni. In Egliswil wird er durch eine mächtige Hinterfüllung abgelöst. SE des Dorfes steigt er scheinbar kräftig an, doch zeigt ein Aufschluss, dass die Moräne höchstens 10 m mächtig sein kann; der Wall sitzt auf einer Molassekante.

Nach dieser Beschreibung und anhand der Querprofile (→ Abb 7) lassen sich die unterschiedlichen Merkmale der einzelnen Wälle in Stichworten folgendermassen angeben:

- | | |
|--------|---|
| Wall 1 | niedrig, einfache Kammlinie
grosse Unterbrüche
kurzer, kräftiger Eisvorstoss |
| Wall 2 | hoch, meist gestaffelter Verlauf der Kammlinie
Unterbrüche
oszillierender Eisrand während langer Zeit |
| Wall 3 | maximale Höhe, einfache Kammlinie
nur kleine Unterbrüche
konstanter Eisrand während langer Zeit |
| Wall 4 | niedriger als Wall 3, an diesen angelehnt
nur ein Unterbruch
konstanter Eisrand während kürzerer Zeit |

AUSSEN

PROFILE DURCH MORÄNENWÄLLE

INNEN

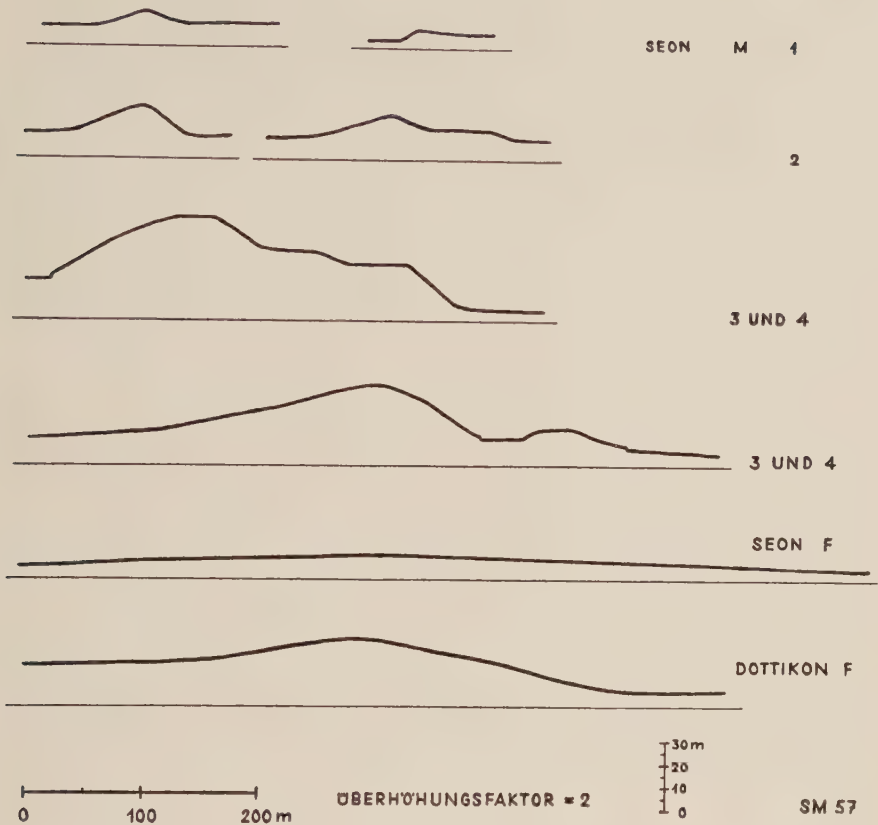


Abbildung 7: Querprofile durch Moränenwälle

Wie die Karte zeigt und wie schon angedeutet worden ist, variiert die Gestalt des einzelnen Walles sehr stark. Sie ist nicht nur das Produkt der Akkumulation am Eisrand, sondern abhängig vom Relief, in das der Gletscher vorgestossen ist, und zudem geformt von der gleichzeitigen und späteren Erosion durch Schmelzwasser. So kann im Talboden ein zweiseitig geböschter Wall entstehen, an einem Hang eine Moränenterrasse, in einem Nebentälchen eine Hinterfüllung (→ Schluss des Abschnittes 355); an einem Steilhang kann vom gleichen Wall ein Moränenschleier mit Blöcken oder überhaupt keine Spur übrigbleiben. Auch das Kartenbild der Wallbögen lässt das alte Relief durchscheinen. Auf flachen Terrassen, z. B. auf dem

Birrfeld, branden die Wälle weit vor und haben grossen Abstand voneinander. Ein Wall mit einfacher Kammlinie kann sich in solchen Gebieten in mehrere kleine Wälle aufteilen. An steilen Hängen liegen die Moränenzüge gedrängt. — Steigt der Gletscherrand über eine Kante seitlich empor, so entsteht dort eine auffällige, beinahe rechtwinklige Richtungsänderung; Moränen des Mellinger Stadiums demonstrieren dies bei «Schönert» W der Station Mellingen und bei Holzrüti.

Die Endmoränenwälle des *Stadiums F* tragen ganz andere Züge als diejenigen des Stadiums M. Sie sind nicht nur breiter, sondern auch viel niedriger (→ Ph 6). Die Profile zeigen dies deutlich. Erst im Uebergang in die Seitenmoränen erreichen die Wälle wieder ähnliche Ausmasse wie solche des Stadiums M. Doch sind die Grössenverhältnisse nicht das einzige Unterscheidungsmerkmal: Die Wälle sind «besser erhalten», sie machen einen «frischeren» Eindruck.

Der Meinungsstreit verschiedener Geomorphologen (→ Bögli, Knauer, Jäckli) über das relative Alter der Stadien M, F und des weiter im SE (Hitzkirch, Waltenschwil, Bremgarten) folgenden Stadiums S basiert hauptsächlich auf der Auffassung der Bezeichnungen «gut erhalten», «frisch» und «überschliffen». Die Beurteilung dieser Eigenschaften ist weit schwieriger, als man sich vorstellt. Wie könnte sonst Knauer (1954 p 73) einen Wall bei Hermetschwil als «ganz flache überschliffene Hügel» bezeichnen, während Jäckli (1956 p 54) vom selben als von einem «noch überraschend gut erhaltenen» redet? Um zu einem befriedigenden Begriff vom Erhaltungszustand zu gelangen, wollen wir zuerst die Einzelheiten anführen, die im Felde festgestellt werden können; nachher soll eine objektive Methode erläutert werden, welche ebenfalls ermöglichen wird, «gut erhaltene» oder «frische» von «überschliffenen» Wällen zu unterscheiden.

1) Beschreibung nach der Feldaufnahme

a) *Gut erhaltener, frischer Wall.* Er entspricht dem, was der Gletscher durch seine Akkumulation geschaffen hat. Erosionsformen dürfen deshalb ausser Acht gelassen werden, weil ihre beschränkten Ausmasse im allgemeinen genau erfasst werden können (Schmelzwassertälchen, Durchbruch des Talgewässers). Als Beispiele können also die Wälle des Stadiums M dienen, da sie als nördlichste Wälle sicher nicht überfahren worden sind.

Die Kammlinie des Walles steigt auf und ab; streckenweise ist sie eine wirkliche Linie, streckenweise krönt aber ein breiter Rücken den Wall. Buckel scheinen dem Wall angesetzt, während, besonders auf der Innenseite, Steilböschungen zu finden sind, die von ganz verschiedener Grösse sein können. Der Innenhang ist steiler als der Aussenhang, sofern dieser nicht durch Schmelzwasser unterschritten worden ist. Das Auf und Ab der Endmoränen setzt sich in die Seitenmoränen fort. Oft liegen auch Blöcke auf der Oberfläche. (→ Ph 4).

b) *Schlecht erhaltener, überschliffener Wall.* Beispiele sind Wälle des Stadiums F. Die Endmoränen sind in der Talmitte nicht oder nur äusserst schwach angedeutet. Nur die seitlichen Teile der Stirnmoräne und die anschliessenden Seitenmoränen erscheinen als Wall. Dieser ist wunderbar gleichmässig in seinem Anstieg nach hinten und in seiner Form.

Kuppen fehlen ihm, ebenso Verbreiterungen oder kantenförmige Strecken seiner Kammlinie. Angesetzte Buckel sind unauffällig. Nicht in die Gesamtform passende Steilböschungen und oberflächliche Blöcke fehlen. (→ Ph 6).

Die Feldaufnahme ist, besonders, wenn sie auf kleinmaßstabigen Karten durchgeführt wird, grossen subjektiven Einflüssen unterworfen. Obwohl diese mit der Kartierung in 1 : 5000 weitgehend ausgeschaltet worden sind, wurde eine objektive Differenzierungsmethode gesucht. Diese besteht nun darin, dass man die Isohypsen der Landeskarte 1 : 25000 herauszeichnet, die dank der guten Kartengrundlage äusserst zuverlässig sind, und ihren Verlauf im ganzen Gebiet eines Moränenbogens, aber auch auf dem Wall selber untersucht. Zwar haben schon *Troll* (1936) und *Knauer* (1937) Isohypsenbilder herangezogen, doch scheinen sie die wesentlichen Unterschiede im Verlauf der Isohypsen zu wenig hervorgehoben zu haben; denn ihre Kontroverse dreht sich in erster Linie um «grubige Vertiefungen», die aus den Isohypsen gar nicht abgelesen werden können.

2) Höhenkurven-Bilder (→ Abb 8)

Da die Isohypsen für die Erfassung der niedrigen äusseren Wälle von M eine zu grosse Aequidistanz haben, erscheinen diese auf dem Bilde nicht in idealer Weise. Die inneren Wälle treten aber sehr schön hervor; die Kurven einzelner kräftiger Wälle ergäben ideale Bilder. Demgegenüber hält es oft schwer, die Wälle des Stadiums F anhand der Kurven überhaupt zu lokalisieren.

a) *Gut erhaltener, frischer Wall.* Die Kurven liegen nahe beieinander, besonders auf der Innenseite. Sie treten bis auf ganz kurze Distanz an den Fluss oder an ein Schmelzwassertal heran. Den Wällen aufgesetzt erscheinen kleine geschlossene Kurven von unregelmässiger Form und Grösse. Auch die anschliessenden Seitenmoränen sind so gestaltet.

b) *Schlecht erhaltener, überschliffener Wall.* Die Kurven liegen weit auseinander. In der Nähe der Talmitte laufen sie in grossem Abstand auf weite Strecke dem Fluss nach. Beim Uebergang in die Seitenmoränen richten sie sich zu parallelen Linien aus, die ohne Störungen weiterziehen. Geschlossene Kurven sind äusserst selten.

Die Feldaufnahme und die Höhenkurven-Methode führen übereinstimmend zu folgenden Erkenntnissen:

- 1) Es gibt in unserem Gebiet zwei Typen von Moränenwällen.
- 2) Die schlecht erhaltenen zeigen die Formen, die zu erwarten sind, wenn ein Gletscher über die Wälle hinweggeflossen ist. Die gut erhaltenen sind der Glazialerosion nie ausgesetzt gewesen.
- 3) Der erste der anhand von Endmoränen nachweisbaren Gletschervorstösse der Würmeiszeit lagerte die Moränen des Stadiums F ab. Beim weiteren Vordringen der Gletscherzungen wurden sie überschliffen.
- 4) Beim zweiten Vorstoss entstanden die Moränen des Stadiums M, und zwar in der Reihenfolge 1, 2, 3, 4 von aussen nach innen.

Weitere Probleme der Gliederung der Würmeiszeit werden im Abschnitt 442 erörtert werden.



Abbildung 8: Isohypsenbilder von Moränenwällen verschiedener Stadien

Moränendecken

Die Frage, was als Moränendecke zu gelten hat, ist nicht leicht zu beantworten. In Zungenbecken kann es sich um Grundmoräne handeln, im Gebiete des Gletscherrandes um Material aus Obermoränen. «Die beiden Moränenfazies sind üblicherweise schwer auseinanderzuhalten; Grundmoräne gilt als lehmreicher und kiesärmer als Wallmoräne, aber eine scharfe Trennung besteht selten. Wo lehmiges auf kiesigem Moränenmaterial liegt, handelt es sich oft um sekundär angereicherten Verwitterungslehm, der in situ entstanden ist oder lokal zusammengeschwemmt wurde, gelegentlich aber zweifellos auch um echte Grundmoräne.» (Jäckli 1956 p 54).

Aber auch die Unterscheidung der Grundmoräne von fluviatilen, aus Lehm und erratischem Material bestehenden Akkumulationen ist fragwürdig, wie am Beispiel des Mellinger Zungenbeckens im Abschnitt 354 gezeigt worden ist. Zu diesen Schwierigkeiten gesellt sich der Mangel an Aufschlüssen im Bereich der Moränendecken.

Im Gegensatz zum Moränenschleier aus Grundmoränenmaterial, wie er auf der Karte im Zungenbecken Seon-Seengen zwischen den überschlifften Endmoränenwällen eingezeichnet worden ist, besitzt die Moränendecke eigene Formen, nämlich unregelmässige Erhebungen und Einmuldungen der Oberfläche, die nur als Ablagerungen an einem Gletscherrand, als rasch abgesetzte oder verschwemmte Haufen von Moränenmaterial verstanden werden können.

Das schönste Beispiel einer solchen Moränendecke ist das grosse Feld zwischen Wall 1 und 2 N Seon, die «Biren». In zwei Kiesgruben (654550/246100 und 655350/246000) liegt auf Niederterrassenkies eine über 2 m mächtige Schicht Moränenschotter mit teilweise gerundeten, teilweise eckigen Geschieben, von denen viele über 40 cm gross und einige durch Frost gesprengt sind. Leider sind inzwischen beide Gruben mit Aushubmaterial und Schutt aufgefüllt worden. In einer Baugrube nahe am Südfuss des Walles 1 (655050/246300) konnte bis in mindestens 2 m Tiefe lehmige, aus eckigen Komponenten aller Grössen bestehende Moräne festgestellt werden. Eine der beschriebenen entsprechende Moränendecke ist in der grossen Kiesgrube im Emmet zwischen Wall 1 und 2 NW Seon aufgeschlossen (→ Ph 7).

Hinterfüllungen

Breiten sich die Mellinger Moränenkränze auf den Flächen im Vorfeld des Kettenjuras aus, so sind diejenigen von Seon in einem schmalen Mittelland-Tal eingengt, dessen Hänge rasch zu beachtlichen Höhen aufsteigen. Die Seitenmoränen riegelten deshalb die Nebentälchen ab und verwandelten sie in Staubecken. Ob bei deren Auffüllung die Bäche der Nebentälchen, das längs den Seitenmoränen fliessende Schmelzwasser oder die Schüttung

vom Moränenwall her die grösste Arbeit geleistet haben, lässt sich ohne Aufschlüsse nicht entscheiden. Waren die Nebenbäche nach dem Gletscherückzug stark genug, so konnten sie den Wall durchsägen und sogar das Material wieder ausräumen. Beispiele hierfür sind die Kerben bei Retterswil SSW Seon und das Tälchen am Westhang des Ellenberges (653700/243200) SW Seon. Wurde der Bach in ein neues Bett abgelenkt wie NE und E Egliswil, so konnten die hinterfüllten Schuttmassen unversehrt bleiben, auch wenn kein Moränenwall zurückblieb; dies demonstriert die Hinterfüllung von Egliswil, die mit einer intakten Kante gegen den Talboden abfällt. War der Bach aber zu schwach oder versickerte er in den Schottern, so blieben wunderschöne Hinterfüllungen zurück, wie im Schliertel (653400/244000) oder im Fröschenmoos (653500/243500) WSW Seon.

4 PROBLEME DER FORMENTWICKLUNG UND MORPHOCHRONOLOGIE

41 DIE ENTWICKLUNG DER FORMEN IM JÜNGEREN TERTIÄR

411 PENEPLAINS ALS ZEUGEN ALTER ABDACHUNGEN

Die einzige Peneplain, die in so grossen Flächen erhalten ist, dass eine sichere Auswertung möglich wird, ist die Bözberg-Peneplain. Sie ist, soweit sie in unserem Gebiet liegt, im Kapitel 321 beschrieben worden; für weitere Angaben verweisen wir auf die eingehende Arbeit von *Vosseler* (1918). Danach wurde diese Peneplain nach der Ablagerung der Juranagelfluh im obersten Miozän, d. h. im Sarmatien, ausgebildet; an ihrem Südrand transgredierte ein See darüber hinweg und lagerte bei Linn Süsswasserbildungen ab (*Vosseler* 1918 p 227). Auch weiter im E, bei Ursprung, sind über der Juranagelfluh des Bözbergs Sandsteine aus der gleichen Zeit anzutreffen (*Mühlberg* 1905 p 501 f).

Die tektonisch ungestörten Ablagerungen des Tortonsees, das zeitliche Aequivalent der Juranagelfluh, reichen heute noch von SE her bis zur Linie Iberig - Gebenstorfer Horn - Heitersberg - Meiengrün - Seon. S dieser Linie kann man demnach keine Reste der sarmatischen Peneplain antreffen.

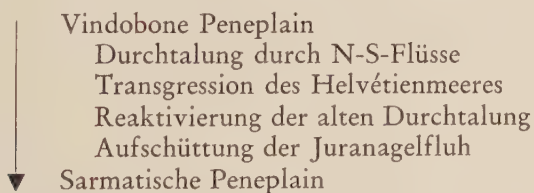
Die Juranagelfluh ihrerseits wurde auf die *vindobone* Peneplain abgelagert. Diese Fastebene breitete sich über den ganzen Tafeljura aus. Im Norden (Mandacherzone) und Westen (Baselland) schnitt sie die Doggerschichten, in der Bözberggegend den oberen Malm, beim heutigen Chestenberg die untere Süsswassermolasse. Da sich die Schichten des Juras in jener Zeit in unserem Gebiet noch ungestört gleichmässig nach SE absenkten,

können keine tieferen Horizonte an die Oberfläche getreten sein; die Abtragungsflächen an den Südhängen der Gisliflue, des Grunds und des Chestenberges können also keine Teile dieser Fastebene sein; denn sie verlaufen in stratigraphisch tieferen Schichten. Diese kleineren Abtragungsflächen sind somit später, im obersten Miozän oder im Pliozän, nach Beginn der eigentlichen Juraftaltung, entstanden. Ob sie der *sarmatischen* Peneplain einzuordnen sind, wird später untersucht werden.

412 RESTE DER ALTEN GEWÄSSERNETZE (→ Abb 9)

Das älteste Gewässernetz, von dem wir noch Reste finden, ist im mittleren Miozän auf der vindobonen Peneplain angelegt worden. *Vosseler* beschreibt (1925 p 39 ff) ein von *Amsler* (1922) erwähntes Tälchen, das sich im Bözberggebiet über Sennhütte, Letzi, Ruedacher, Adlisberg in SE Richtung auf der im Malm angelegten Fläche hinzog und bis 80 m tief war. Als Schlängeltal mit ausgesprochen V-förmigem Querprofil deutet es auf kräftige Erosion hin. Es wurde mit Ablagerungen des Helvétienmeeres eingedeckt, aber später wieder ausgeräumt; die Juranagelfluh füllt es heute aus. Ein ähnliches Tal tritt bei «Chalofen» NW Villnachern ins heutige Aaretal (→ Abb 9, Kärtchen 1). — Weitere Erosionsformen aus dieser Zeit beschreibt *Amsler* (1922 p 512 ff und 1926 p 16 f): Am Fusse einer Kante, die sich bei Herznach gegen S bis zu 80 m absenkte, wurde durch einen W-E-gerichteten Fluss Austernnagelfluh des Helvétiens umgelagert; Entsprechendes liess sich auch weiter im W im Hauensteintunnel nachweisen. Diese Ablagerungen und das ganze Tal wurden später von N her mit Juranagelfluh überschüttet.

Anhand der oben erwähnten Talreste lassen sich folgende Entwicklungsphasen unterscheiden:



Amsler sieht in den geschilderten Formen Reste der Ur-Aare-Donau und ihrer N Nebenflüsse. Das Talnetz hatte sich unmittelbar nach dem Rückzug des Helvétienmeeres gemäss den allgemeinen Abdachungen nach E gerichtet. Die Tiefenrinne der Aare-Donau wurde sodann im oberen Miozän durch die gewaltige Schüttung der Juranagelfluh nach SSE verschoben.

Obwohl Ueberbleibsel des obermiozänen Gewässernetzes nur ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes liegen, geben sie uns wichtige Anhaltspunkte.

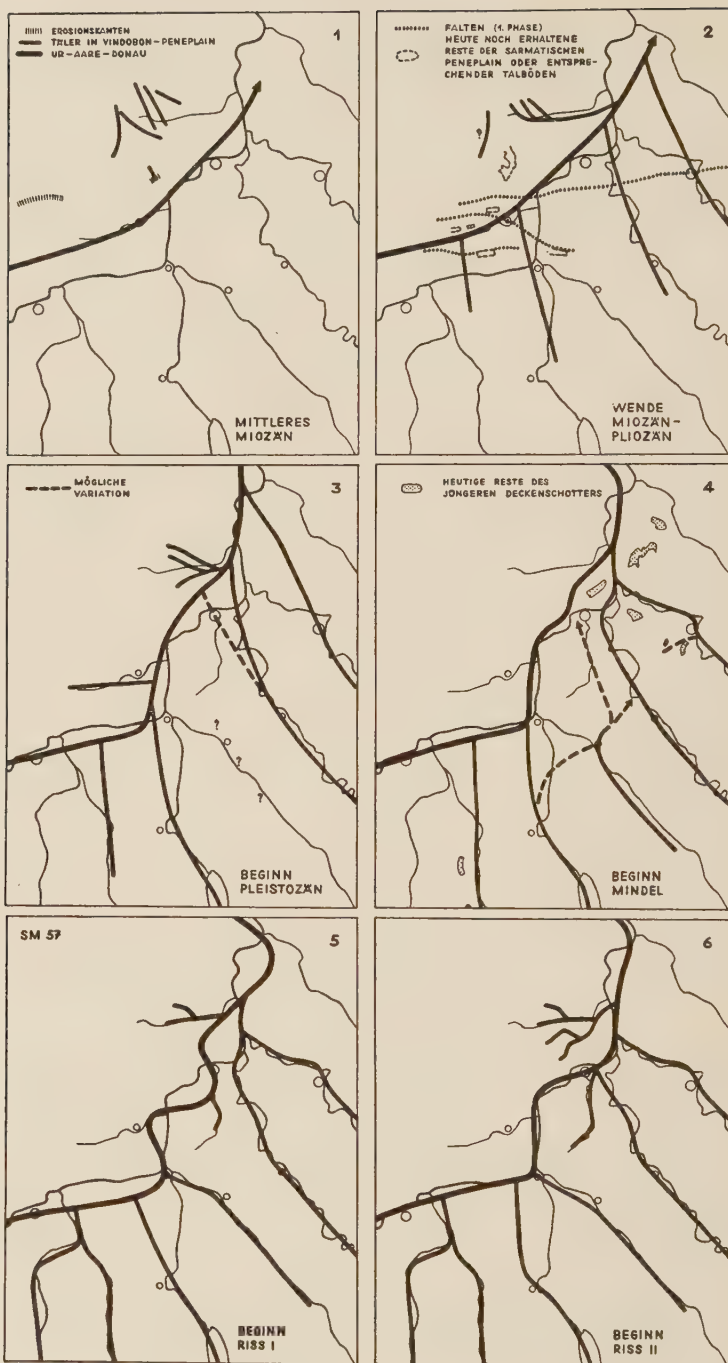


Abbildung 9:
Die Entwick-
lung des
Gewässernetzes

Von vier Flüssen, welche an der Aufschüttung der Juranagelfluh beteiligt waren und vom Schwarzwald her kamen, findet man noch Talstrecken (Vosseler 1918 p 235 f und morphologische Karte). Sie werden heute nur von kleinen Bächen entwässert. Der Talschluss fehlt; denn ihre Oberläufe wurden im Pliozän vom rückgreifenden Rhein abgezapft. Die Täler sind ebenfalls auf dem Kärtlein 1 (Abb 9) eingetragen; sie liegen zwischen den Bergen

Bränngarten und Hommel/Letzi	(651500/262000)
Hommel und Burghalden	(653000/263000)
Burghalden und Bützberg	(654000/263500)
Bützberg und Geissberg	(655000/264000).

Unmittelbar nach der Ausbildung der Bözberg-Peneplain schlugen die drei E Flüsse in der Gegend W Remigen einen nach E gerichteten Lauf ein, wofür das Fehlen von Tälern auf der Bözbergfläche und die grosse Ausräumungszone zwischen Mönthal und Remigen sprechen.

Ueber die Gewässer des Pliozäns lässt sich in unserem Untersuchungsgebiet nicht viel aussagen. Ablagerungen fehlen vollständig; die Erosionsformen (Einebnungsflächen) sind durch die Jurafaltung so zerstört worden, dass sie keine zwingenden Beweise mehr liefern können. Einen ersten Hinweis vermittelt die oben besprochene Ablenkung der Bäche zwischen Mönthal und Remigen: sie deutet auf eine nach E gerichtete Entwässerung hin. Weitere Fingerzeige erhält man durch die im vorhergehenden Abschnitt erwähnten Abtragungsformen an Südhängen einiger Kettenjuraberger, die nicht als vindobone Peneplainreste zu verstehen sind. Es gibt für diese nur zwei Erklärungen: Entweder handelt es sich um die Reste einer Peneplain, die nach einer ersten schwachen Faltungsphase angelegt wurde, oder um fluvatile Erosionsflächen im breiten Talboden der Ur-Aare-Donau. Für das zweite sprechen die Profile, die man erhält, wenn man die Schichten der Profile der Abbildung 2 entsprechend ihrer Lage vor der Jurafaltung in eine Neigung von etwa 5 bis 10° S zurücklegt. Die im S an die Einebnungen anschliessenden Malmschichten (bei der Gisliflue) bzw. Molasseschichten (beim Chestenberg) machen den Eindruck von Talrändern. Die Abtragungsflächen müssten Talbodenreste des Tales sein, das vor und während der Jurafaltung als grosse Sammelader etwa der Linie Staffelegg - Schinznach - Bruggerberg entlang verlief. Sie entstanden im Frühstadium der Auffaltung; sobald die Aufwölbung stärker einsetzte, glitt der Fluss weiter nach SE ab. Als grosse Nebenbäche durchbrachen die Reuss und der Aabach von SSE her die aufsteigenden Falten; der Aabach trug dabei vor dem Hauptschub der Faltung die Südflanke des Chestenberg-Westendes bis auf den Malm ab.

Als Anschluss an das soeben postulierte pliozäne Tal existieren im oberen Donautal Formen, die von Manz eingehend untersucht und beschrieben worden sind (1934/5). Ausgedehnte Ablagerungen von pliozänen

Schottern mit alpinen Komponenten beweisen einen Zufluss aus dem schweizerischen Mittelland; die Schotter enthalten diese Komponenten in allen Niveaux, die mehr als 60 m über dem heutigen Donauspiegel liegen; da sie weiter unten fehlen, kann später zum Mittelland keine Verbindung mehr bestanden haben. *Manz* hat diese geologischen Befunde durch eine morphologische Methode erhärtet: Die Donauschlingen, die zur Zeit der Ablagerung der oberen Schotter gebildet worden sind, gehören einem Fluss an, der ein etwa 10 mal grösseres Einzugsgebiet besass als die heutige obere Donau, also der sogenannten Aare-Donau, welche das westliche und zentrale Mittelland nach NE entwässerte.

Formen, die eine Rekonstruktion des Gewässernetzes unmittelbar nach der Jurafaltung erlauben würden, konnten nicht gefunden werden. Es spricht jedoch nichts dagegen, dass die Flüsse mit Ausnahme der Aare (beim Bruggerberg) und der unteren Limmat den heutigen Tallinien folgten (→ Kärtchen 3, Abb 9).

413 DIE FORMENTWICKLUNG IM ZUSAMMENHANG MIT DER JURAFALTUNG

Die Jurafaltung hat das Gesicht unseres Untersuchungsgebietes grundlegend verändert. Am Rande der südwärts gerichteten Abdachungen des Tafeljuras sind die Antiklinalen des Faltenjuras aufgepresst worden. Die Mulde, die als Kampfgebiet zwischen Meer und Land und zwischen jurassischer und alpiner Aufschüttung jenen Abdachungen gefolgt war, wandelte sich in die Entwässerungsrinne des schweizerischen Mittellandes um. Ihre Flüsse queren den Faltenjura, haben also mit der Faltung Schritt halten können. Im Tafeljura sind grosse Reste der alten Abdachungen konserviert worden; sie sind durch das Hochrheintal von den zugehörigen Flächen im Schwarzwald getrennt. Eine grosse Hebung hat unsere Region weiteren Meeres-transgressionen entzogen, aber auch zur Belebung der Erosion Anlass gegeben.

In den letzten Abschnitten wurde versucht, die Restformen zusammenzustellen, welche die tertiäre Formentwicklung und damit den Verlauf der Faltung zu rekonstruieren gestatten sollten. Leider genügten sie besonders im Pliozän nicht. Man könnte nun versuchen, umgekehrt vorzugehen und aus der Faltung heraus die Formen zu verstehen. Dies würde allerdings voraussetzen, dass der Faltungsvorgang mit geologischen oder geomorphologischen Methoden abgeklärt wäre. Dass dieses Ziel nicht erreicht ist, beweisen die abweichenden Auffassungen der verschiedenen Autoren. Immerhin zeigen sich folgende übereinstimmende Resultate: Nach *Amsler* (1915) wurden die Juraketten der Reihe nach, von N nach S, gebildet. Nach *Vosseler's* Untersuchungen (1918) ist sicher die nördlichste Antiklinale

älter als alle südlichen, nach den Klusenuntersuchungen von *Liniger* (1953) die südlichste jünger als die nördlichen, dies mindestens im Berner Jura. — Weitere Autoren gelangen zu einer Phasierung der Faltung, allerdings je nach der Auslegung der Befunde zu verschiedenen Ansichten: Nach den Resultaten von *Schwabe* (1939) und *Erzinger* (1943) hat *Annaheim* (1951) folgende Phasen unterschieden:

Zeiteinteilung	VOSSELER		ANNAHEIM	LINIGER
oberes und mittleres Pliozän		Haupt- faltung Mulden- bildung	<i>3. Phase</i>	<i>Nachphase</i>
unteres Pliozän = Pontien			Peneplain (Freib.) <i>2. Phase</i> Vogesenschotter	<i>Hauptphase 2</i> Vogesenschotter
Miozän Sarmatien	Penepplain		Penepplain	Penepplain <i>Hauptphase 1</i>
Tortonien	Juranagelfluh Bildung der Mandacher- und Mettaufer-Zonen		Juranagelfluh <i>1. Phase (N-S)</i>	Juranagelfluh <i>2. Vorphase</i> <i>1. Vorphase</i>
Vindobonien	Penepplain		Penepplain	Penepplain

Linigers Auffassung (1953) beruht auf dem Vergleich geologischer Befunde und auf einer neuen morphologischen Betrachtungsweise (Klusenentstehung); sie weicht von *Annaheims* Darstellung erheblich ab. Während sich nach *Annaheim* die sarmatische Penepplain über eine höchstens durch N-S-Falten gestörte Schichttafel erstreckt haben muss, müssten nach *Liniger* in unserem Gebiet schon kleine W-E-Falten bestanden haben und von der Penepplain gekappt worden sein. Wir haben schon die kleinen Abtragungsflächen am Grund, an der Gisliflue und am W Chestenberg besprochen. Da sie in einer starken Faltungsphase steilgestellt und hochgehoben worden sind, können sie selber nicht aus der Zeit der Hauptfaltung stammen, sondern müssen älter sein; sie lassen sich mit *Liniger* als Reste der sarmatischen Penepplain auffassen. (Dass diese Penepplain im Grund und an der Gisliflue den stratigraphisch tiefen Dogger erfasste, ist damit zu erklären, dass über diese Linie die Hauptentwässerungsrinne hinwegführte, nämlich die Aare-Donau.) Vielleicht ist gerade das Auftauchen kleiner Falten nach der Ablagerung der Juranagelfluh der Grund dafür, dass die Schotterflächen auf dem Bözberg so gut erhalten geblieben und nicht von NNW-SSE laufenden Tälern zerfurcht oder abgetragen worden sind. — Die spätere Faltung (Hauptphase 2) mag dort sodann die aus dem NW kommenden

Gewässer nach E abgedrängt haben. Im Süden aber vermochten die Aare und die Reuss dank ihrer Grösse auch während der Hauptfaltung ihren Lauf einzutiefen und zu behaupten. — Der 3. Phase (*Annaheim*) oder Nachphase (*Liniger*) sind die letzte Steilstellung der Faltenschenkel und die Verbiegung der Schichten zuzuschreiben, die sich am Südfuss der Gisli-flue-Antiklinale bemerkbar macht (→ Profile Abb 2).

Im eigentlichen Untersuchungsgebiet sind aus der Zeit vom mittleren Pliozän bis zum Anfang des Pleistozäns keine Restformen zu finden, die Rückschlüsse auf die Formentwicklung gestatten würden. Man kann höchstens von der Umgebung her auf unser Gebiet schliessen. Zu solchen Uebersichten könnten die Arbeiten von *Vosseler* (1918, 1925), *Manz* (1934/5), *Rutte* (1950), *Annaheim* (1951) und *Liniger* (1953) herangezogen werden. Eine Uebersicht über das Gewässernetz gibt *Hennig* (1949).

Es sei bloss auf die wichtige Tatsache hingewiesen, dass die Aare-Donau in dieser Zeitspanne von W her bei Koblenz angezapft wurde. Die Aare führte ihr Wasser und ihren Schutt zunächst über die Burgunderpforte (Sundgauschotter) ins Mittelmeer, später als Nebenfluss des Rheines in die Oberrheinische Tiefebene. Beide Anzapfungen bedeuteten eine Tieferlegung der Erosionsbasis; die allgemeine Hebung des Jura- und Alpenkörpers verstärkte deren Effekt. Die breitflächige tertiäre Abtragung wurde von der quartären Erosion verdrängt, die sich auf schmälere Rinnen, die heutigen Täler, konzentrierte.

Die von *Mühlberg* (1905 p 529) und *Amsler* (1915 p 458) diskutierte Frage, ob die Juradurchbrüche der Aare und der übrigen Flüsse mit tektonischen Schwächezonen zusammenhängen, ist nach unseren Betrachtungen hinfällig geworden. Die Flüsse hatten sich gar keine Durchbruchstellen zu suchen, da sie sich antezedent in die aufsteigenden Falten eintiefen konnten. Sie hätten sonst überhaupt das Ostende des Juras umflossen. *Vosseler* nimmt von der Aare an, sie habe den Chestenberg umgangen und sei erst im Mindel-Riss-Interglazial in ihr Durchbruchstal bei Wildeggen abgelenkt worden (1928 p 55 und 62 f). Nach den Ausführungen in den vorhergehenden Abschnitten wurde die Aare zwar während der Hauptphase der Jurafaltung aus ihrem alten Tale Staffelegg - Schinznach - Bruggen nach SE verdrängt; sie konnte aber bei Wildeggen den von einem S Nebenfluss dank der im E geringeren Auffaltung und kleinen Querstörungen (*Amsler* 1915 p 461) offengehaltenen Durchbruch benützen, ausweiten und endgültig behaupten. Zu Beginn des Pleistozäns besass sie schon ein breites Tal (→ Abs 42). Im Gebiete um Brugg hatte die tektonische Mulde von Turgi die Aare und die Reuss während der ganzen Faltung an ihre alten Läufe gefesselt.

Da der ältere Deckenschotter als älteste Akkumulation des Pleistozäns gilt, kann man die präglaziale Landoberfläche durch die Auflagerungsfläche dieses Schotters definieren. *Frei* (1912) hat diese Fläche in der Nordschweiz rekonstruiert und charakterisiert sie folgendermassen:

«Im Vorland der Ostalpen, wo noch weite Deckenschotterfelder vorhanden sind, fand man zuerst, dass die Auflagerungsfläche des Deckenschotters eine ununterbrochene Ebene gebildet habe; diese Ansicht brach sich dann nach und nach auch bei uns Bahn. Besonders in der mittleren Nordschweiz, in der die Verhältnisse den bayrischen am nächsten kommen, lassen sich die Reste der Sohlenfläche des älteren Deckenschotters im ganzen in eine ziemlich ebene Fläche einordnen, die fast ausnahmslos über alle dazwischen gelegenen Höhen ältern Gesteins weggeht. In Analogie damit und mit den bayrischen Verhältnissen darf man mit einiger Sicherheit auch für den grössten Teil des schweizerischen Mittellandes eine im grossen und ganzen ausgeglichene Ebene in der Präglazialzeit annehmen.» (p 128)

Es ist nicht unsere Sache, diesen Befund im Mittelland nachzuprüfen; aber wir müssen darauf hinweisen, dass die Verhältnisse im Grenzgebiet Mittelland/Jura nicht nach einer schematisierten Formel erledigt werden können. Auf einen wichtigen Punkt hat *Frei* aufmerksam gemacht:

«Gerade in dem Gebiet, wo noch ihre grössten Reste (Reste der präglazialen Fläche) erhalten sind, ragte die Lägern hoch über die Ebene hinaus, im N wurde sie ebenso von den Bergen zwischen dem heutigen Rheintal und dem Klettgau begrenzt, im W vom Ketten- und Tafeljura.» (p 129)

Da jedoch im Aaretal, wenigstens soweit unser Untersuchungsgebiet reicht, keine älteren Deckenschotter vorkommen, musste sich *Frei* auf Extrapolationen verlassen. Seiner sonst gut fundierten «Karte der Prae-glazialen Landesoberfläche» fehlt in der SW-Ecke, d. h. im Aare-Durchbruchstal Wildeggen-Brugg, jegliches Beweismaterial; diese Ecke ist deshalb in der Bearbeitung zu kurz gekommen. Das von *Frei* gezeichnete Aaretal erscheint viel zu schmal, vor allem im W zu stark eingeeignet, und steigt viel zu rasch nach S an; die präglaziale Landoberfläche in diesem Gebiet ist allgemein zu hoch eingetragen. Man kann diese Einwände auf folgendes stützen:

1) Die Aare war im ganzen Pliozän die Sammlerin des Wassers im schweizerischen Mittelland und muss daher bis zum Beginn des Pleistozäns ein ansehnliches Tal geschaffen haben, das bestimmt die Täler der Reuss und der Limmat, wahrscheinlich aber auch des im Klettgau fliessenden Flusses (Urrhein) an Breite übertraf.

2) Schätzt man die Breite des Aaretalbodens nach der von *Manz* (1934) gebrauchten Methode ab (Vergleich von Flußschlingen-Grösse und Einzugsgebiet), so kommt man auf mindestens 3 km statt auf 1,5 bis 2 km.

3) Die Bözbergfläche als Rest der sarmatischen Peneplain und weitere Abtragungsflächen, die noch aus dem Tertiär stammen, liegen erheblich unter der von *Frei* angenommenen präglazialen Oberfläche, z. B.

Bözberg-Peneplain	585—570 m	nach <i>Frei</i> : über 630 m
Nordflanke Gisliflue (von der Faltung nur schwach beeinflusste Thalheimer Synklinale)	600—520 m	über 680 m
Nordflanke Chestenberg (von der Faltung nur schwach beeinflusste Schinzacher Synklinale)	unter 570 m	600—580 m
Südhang der Gisliflue (schön ausgebildete Abtragungsfläche)	bis auf 550 m hinunter	über 630 m

4) Im Reusstal bei Rütihof NNW Mellingen ist Meeresmolasse auf 390m aufgeschlossen. Nach der Ergänzung mit der möglichen Mächtigkeit der hangenden Molasse erreicht man nur 560 m anstatt 580.

5) Die Verflachung am Ostende des Chestenberg-Grates liegt auf 590 bis 570 m. Jünger als präglazial kann sie nach den Ausführungen über den Prämindel-Talboden (→ Abs 34) nicht sein. Sie liegt 50 m unter der von *Frei* angenommenen Oberfläche (630 m). Falls sie älter als präglazial wäre, würde sich die Differenz vergrössern, da die präglaziale Oberfläche dann noch tiefer liegen müsste.

Demnach durchquerte die präglaziale Aare bei Wildeggen in einem über 2 km breiten Talboden auf etwa 530 m die Gisliflue-Chestenberg-Kette. Diese zwei Berge überragten das Tal um 250 bzw. 150 m, während die gegen N anschliessenden Synklinale sich nur wenig über die Talränder erhoben (bis 80 m im W und bis 50 m im E). Auf etwa 510 m wurde die Habsburg-Antiklinale durchbrochen; den westlichen Talhang bildete talabwärts die erniedrigte Bözberg-Peneplain. In der tektonischen Mulde von Turgi mündete die Reuss in der Gegend des heutigen Bruggerberges auf etwa 490 m in die Aare. S des Geissberges erreichte das im Pliozän angelegte Tal Mönthal-Remigen (→ Abs 412) von W her das Aaretal; die Limmat vereinigte sich N Böttstein mit der Aare.

Das Reusstal muss als Ganzes in seinem untersten Abschnitt etwa 30 bis 40 m tiefer gelegen haben, als *Frei* annimmt. Ob das Tälchen von Hausen (S Brugg) schon angelegt war oder erst später durch die Reuss erodiert wurde, als sie auf ihren Schottermassen hin- und herpendelte und sich neu eintiefte, lässt sich nicht entscheiden.

Unsere Untersuchungen haben somit ein Bild von der präglazialen Oberfläche ergeben, das stark von der Vorstellung einer einheitlichen, peneplainartigen Abdachung im Mittelland mit nur schwach eingetieften Tälern abweicht. Dies bedeutet aber auch, dass die Ausräumung während des Pleistozäns keine solch gewaltigen Ausmasse annehmen konnte, wie man sie sich für unser Gebiet nach bisherigen Angaben hätte vorstellen müssen. Ferner liessen die tief gelegenen tertiären Abtragungsformen erkennen, dass die Antiklinalen des Kettenjuras bei weitem nicht so hoch aufgetürmt waren und deshalb seit der Faltung in viel bescheidenerem Masse abgetragen worden sind, als man früher angenommen hatte (z. B. Mühlberg 1905, *Frei* 1912).

43 DIE EINTIEFUNG UND DER VERLAUF DER TÄLER IM PLEISTOZÄN

In diesem Abschnitt sollen zuerst der Ablauf der Eintiefung und die Entwicklung des Gewässernetzes im allgemeinen, nachher einige Fragen von lokaler Bedeutung erörtert werden. Die Entwicklung des Gewässernetzes ist auf den Karten der Abbildung 9 dargestellt.

Obwohl zu Beginn des Pleistozäns, wie im vorhergehenden Abschnitt gezeigt worden ist, schon ein Talnetz mit deutlichem Relief existierte, fällt doch die Ausgestaltung der Täler, vor allem ihre Eintiefung, aber auch die typische Differenzierung durch fluvioglaziale und glaziale Bildungen, ganz ins Pleistozän.

Um im folgenden klare Begriffe verwenden zu können, werden die Endpunkte der Glazial- und Interglazialzeiten mit Hilfe morphologisch fassbarer Marken festgelegt. Eine Interglazialzeit soll dabei mit dem Einsetzen der Zertalung von den Endmoränen aus (→ Abs 352) am Ende der Schotterakkumulationsphase beginnen; das Ende der Interglazialzeit soll dabei mit dem Beginn der nächsten mächtigen Schotterakkumulation zusammenfallen.

433 DIE ENTWICKLUNG BIS ZUM ENDE DES GÜNZ-MINDEL- INTERGLAZIALS

Das Pleistozän wurde durch die Ablagerung des älteren Deckenschotters eingeleitet. Da wir selber keine neuen Erkenntnisse zu den in der Literatur ausgesprochenen Ansichten über seine Ausdehnung und die Art seiner Aufschüttung beifügen können, müssen wir auf eine Stellungnahme zu den Arbeiten von *Mühlberg* (1896), *Frey* (1907) und *Frei* (1912) in diesem Punkte verzichten. Es scheint wahrscheinlich, dass dieser Schotter von SE her als zusammenhängende Decke in unser Untersuchungsgebiet hineingereicht hat; seine Oberfläche lag bei Mellingen auf 670 m, am Nordrand des Gebietes auf 580 m. Auffällig ist, dass heute im zentralen Aargau und dann wieder W des Suhrentales der ältere Deckenschotter fehlt. Die Möglichkeit, dass an der Aufschüttung der Schotterdecke die Aare *nicht* beteiligt war, dass die Schotterdecke also in der Gegend des Suhrentales ihr Ende fand und ihre Oberfläche im unteren Aaretal tiefer lag als im E, lässt sich nicht von der Hand weisen. (Die Bemerkungen *Freis* über die Herkunft des Schotters (1912 p 152) bestätigen dies.)

Während und nach dem Rückzuge des Günzeises erlagen die älteren Deckenschotter der Erosion. Bis die Mindelgletscher diese durch die Akkumulation des jüngeren Deckenschotters abstoppten, waren vom älteren nur noch kleine Reste übrig (*Frei* 1912, Karte der Landesoberfläche in der I. Interglazialzeit); in unserem Gebiet war von ihm nichts mehr zu finden.

Die Auflagerungsfläche des jüngeren Deckenschotter ist ein Teil der Landoberfläche am Ende der Günz-Mindel-Interglazialzeit. Sie ist an mehreren Stellen sicher nachzuweisen, so am Bruggerberg, wo sie von 430 m nach NW auf 470 m ansteigt, am Gebenstorfer Horn auf 480 bis 520 m und im Rotholz NNW Dättwil auf 500 m (*Frei* 1912 p 23, 26). Weitere Schotterreste ausserhalb unseres Gebietes gestatteten eine recht sichere Rekonstruktion des Reliefs. Die im Abschnitt 34 (p 29 ff) beschriebenen Verflachungen im unteren See- und Bünztale ordnen sich darin ein, so dass wir annehmen, es handle sich dabei um Reste des Günz-Mindel-Talbodens, der zwar mit jüngerem Deckenschotter überschüttet, aber bei dessen späterer Abtragung (wenigstens an den Talhängen) selber nur unwesentlich erniedrigt wurde. — Im Abschnitt 331 wurden auf p 20 f die Einebnungsflächen auf der Habsburg-Lägern-Antiklinale beschrieben. Fasst man die höheren um 470 bis 480 m im E der Reuss als rechten Talhang, die niedrigeren im W als Talboden auf, so passen sie sich in die rekonstruierte Oberfläche sehr gut ein.

Die Reuss floss ungefähr über das heutige Windisch und lagerte am N Talhang, wie die Geröllbestimmungen *Freis* (1912 p 23) zeigen, den Deckenschotter des Bruggerberges ab. Die Aare nahm ihren Weg noch immer über Riniken—Rüfenach. (Von Schinznach-Bad an ist auf *Freis* Karte das Aaretal viel zu weit im S angegeben: es verläuft dort auf 460 m, wo noch heute die Habsburg auf Muschelkalk 510 m erreicht.) Die Limmat hingegen benutzte ihr neu geschaffenes Tal Baden—Turgi (→ Abb 9). Vom Reusstal her führte unmittelbar S Baden eine Verbindung zur Limmat hinüber. Die Bünz floss wahrscheinlich neben dem Chestenberg vorbei nach N. Ob sie sich dann mit der Reuss vereinigte, lässt sich nicht abklären.

432 DIE ENTWICKLUNG IM MINDEL-RISS-INTERGLAZIAL

Nachdem der jüngere Deckenschotter als breite Decke in die flachen Täler abgelagert worden war, begann eine neue Erosionsepoche. Diese, die Mindel-Riss-Interglazialzeit, ist durch die kräftigste Tiefenerosion des Pleistozäns charakterisiert. Die Täler erhielten ein Querprofil, wie man es heute durch Wegnahme des Hoch- und Niederterrassenschotter herstellen könnte. Hierauf wurden sie mit dem Hochterrassenschotter wieder teilweise aufgefüllt; wo dieser erhalten geblieben ist, gibt seine Auflagerungsfläche ein Mass für die während des Mindel-Riss-Interglazials erfolgte Eintiefung (→ Tabelle p 74, Beginn Riss I).

Da die Habsburg-Antiklinale mit ihren gut 510 m ganz unter dem jüngeren Deckenschotter (Akkumulationsniveau auf mindestens 540 m) begraben war, konnte die Aare zu Beginn des Mindel-Riss-Interglazials ihren Weg neu wählen. Wie die Hochterrassen-Vorkommen erkennen lassen, holte sie in einem weiten Bogen über Schinznach aus, floss dann S der Habs-

burg nach E und erreichte NW Brugg ihren alten Lauf hinter dem Bruggerberg. Am Ende des Interglazials war der Talboden bei Schinznach-Bad auf 365 m (Sohle der Hochterrasse), bei Brugg auf etwa 355 m eingetieft, lag also noch 40 m über dem heutigen Felsuntergrund. Die Reuss hatte sich ein Tal erodiert, dessen Boden auf dem Birrfeld sicher (Bohrung) unter 380 m lag. Von dort führten zwei Durchbrüche durch den Kettenjura nach N, nämlich das heutige Reusstal und die schmale, im besten Falle 200 m breite Kerbe zwischen Guggerhübel und Eiteberg. Diese ist wohl durch Nebenbäche der Aare, die 1 km weiter N vorbeifloss, ausgewaschen worden und nicht durch die Reuss; denn es ist äusserst unwahrscheinlich, dass diese in solch kurzer Distanz von ihrer Mündung keinen breiteren Durchlass besessen hätte. Deshalb kann als sicher gelten, dass sie wie heute über Birmenstorf—Windisch floss. Die Bünz hatte am Ende dieser Interglazialzeit den Weg von Othmarsingen nach Wildegg eingeschlagen; dies beweisen die Erhebungen zwischen Brunegg und Wohlenschwil, die mit ihrer Höhe von mehr als 410 m schon damals das Bünz- vom Reusstal getrennt haben müssen.

433 DIE ENTWICKLUNG IN DER RISS-ZEIT

Mühlberg hat als erster für unser Gebiet eine Aufteilung der Riss-Eiszeit gefordert (1896 p 54), nachdem er die Hochterrasse und die Moränen der «grössten Vergletscherung» genauer untersucht hatte. 1905 p 498 führt er darüber folgendes aus:

- «1. Grundmoräne der grossen Vergletscherung findet sich in den tiefsten Talsohlen, die also erst nach der Hochterrassenzeit erodiert worden sind.
2. Moränen und erratische Blöcke der grössten Vergletscherung liegen auf der Hochterrasse.
3. Die unter diesen Moränen liegenden Hochterrassen sind:
 - a) oft zu Nagelfluh verkittet,
 - b) gewöhnlich unregelmässig erodiert,
 - c) lokal sehr tief hinab verwittert.

Nach der Ablagerung der Hochterrasse muss also eine sehr lange Periode der Verkittung, Erosion und Verwitterung stattgefunden haben; erst nachher kann die grösste Vergletscherung in der zweitletzten Eiszeit gefolgt sein.»

Mühlberg erhält auf diese Art 5 Eiszeiten; in der dritten wurde die Hochterrasse aufgeschüttet, in der vierten wurden über unser ganzes Untersuchungsgebiet Grundmoränen abgelagert. *Frey* (1907 p 396 f) greift diese Auslegung der Befunde an und kommt zum Schluss: «Die Akkumulation des Hochterrassenschotter und die Ablagerung der äusseren Moräne repräsentieren zwei aufeinanderfolgende Phasen einer grossen Eiszeit.» (Mit «äusserer Moräne» ist das Stadium von Möhlin gemeint.)

Das Ungewöhnliche ist einerseits das Fehlen von Moränen, die der Hochterrassenzeit angehören, anderseits das Fehlen von grösseren Schottermassen, die während der grössten Vergletscherung abgelagert worden

wären. Man findet jedoch eine plausible Erklärung, wenn man sich den Ablauf der Vorgänge so vorstellt: Nach der Aufschüttung der Hochterrasse (Riss I, Gletschervorstoss etwa soweit wie im Würm) zogen sich die Gletscher aus dem Mittelland zurück; die fluviale Erosion schaffte den Hochterrassenschotter grösstenteils fort und begann mit der Tieferlegung des Felsuntergrundes. Bevor sie hierin wesentliche Erfolge erzielt hatte, stiess das Eis erneut vor und überflutete beinahe die ganze Schweiz (Riss II). Es hatte dabei die Hochterrasse nicht mehr auszuschürfen, wie *Frey* (p 396) annimmt, sondern konnte, da diese bereits abgetragen war, nur noch ihre Reste bearbeiten, was im Abschnitt 351 ausgeführt worden ist. Da sich die Gletscher anscheinend zu wenig weit zurückgezogen hatten, konnten sie keine umfangreichen Schuttmassen aus den Alpentälern herausschaffen. Da überdies kein längerer Stillstand ihren Vormarsch unterbrach, kam es ausser der stellenweise mächtigen Grundmoränenablagerung nur zu geringen Schotter- und Obermoränenakkumulationen.

Beim Rückzug blieben markante erratische Blöcke liegen. Im Riss II-Würm-Interglazial wurden einige Talabschnitte nochmals tiefergelegt (→ Tabelle p 74), bis zu Beginn der Würmeiszeit die Akkumulation der Niederterrassenschotter einsetzte. Weil sichere Aufschlüsse selten und die Riss II - Moränen nur lokal gut erhalten sind, lässt sich das Ausmass der Glazialerosion in Riss II und der Tieferlegung seit dem Riss I—Riss II-Interglazial oft nicht angeben.

Die wichtigste Veränderung im Flussnetz ist die Ablenkung der Aare in ihr heutiges Tal E des Bruggerberges. Der Boden des Taltorsos von Riniken—Rüfenach fällt bei Umiken von etwa 400 m steil ins Aaretal ab. Als die Erosion während der Ausräumung der Hochterrasse bis auf jenes Niveau hinab fortgeschritten war, gelang es der Reuss, von E her durch die wenig widerstandsfähigen Hochterrassenschotter hindurch die Aare anzupapfen und in ihr Tal abzuleiten. So klar diese Ablenkung erscheint, so wenig Tatsachen kennen wir, um die Geschichte des Aare-Abschnittes Schinznach—Brugg zu erhellen. Immerhin ist sicher, dass die Aare auf der Hochterrasse ihren Lauf nicht von der einen Seite der Habsburg auf die andere verlegen konnte; denn die Habsburg überragte auch die höchsten Schotterniveaux um 50 m. Es müssten demnach die kleinen vom Bözberg kommenden Bäche sich ein eigenes Tal von Villnachern bis Brugg geschaffen und bei Schinznach-Bad die Aare abgezapft haben, die noch S der Habsburg geflossen wäre. Doch ist eine solche Anzapfung äusserst unwahrscheinlich; denn

1. hätten sich diese Bäche von 450 m an in das Anstehende eingraben müssen, während die Aare im Hochterrassenschotter S der Habsburg leichte Arbeit gehabt hätte (von den Wassermengen ganz abgesehen),
2. finden wir S der Habsburg keine Talform, die derjenigen W des Bruggerberges ähnlich wäre,

3. müsste das Aaretal an der Anzapfungsstelle bei Schinznach irgendetwelche Anzeichen (Enge, Längsprofilknick) aufweisen und von dort bis Brugg schmaler sein als in seinen andern Abschnitten.

Man kommt deshalb zum Schluss, die Aare sei schon unmittelbar nach Ablagerung der Hochterrasse N der Habsburg geflossen. Deshalb blieb die grosse Hochterrassenfläche S und E der Habsburg von der Ausräumung verschont.

Das Tälchen von Hausen, das mit Hochterrassenschotter erfüllt worden war, wurde von Bächen wieder ausgeräumt, die den Chestenberg und das W Birrfeld entwässerten. Dabei wurden die Durchbrüche durch die Schichtrippen S Hausen erneut freigelegt. — Der Aaretaltorso W des Bruggerberges blieb an seinem Südenende von weiterer Erosion verschont; die von W und NW kommenden Bäche zerteilten jedoch die übrige Hochterrassenfläche in Sporne und gruben sich stark ein (Bohrung NW Riniken); denn sie hatten sich auf die fortwährend absinkende Erosionsbasis, den Aareunterlauf bei Stilli, einzurichten.

434 DIE ENTWICKLUNG IM JÜNGSTEN PLEISTOZÄN UND IM HOLOZÄN

Verschiedene Autoren haben einen sogenannten Mittelterrassenschotter beschrieben, der nach der grössten Vergletscherung, aber vor der Würmeiszeit abgelagert worden sein soll. *Stein* (1949) ordnet ihn der «Töss-Phase» (= Riss II) zu, während ihn *Jäckli* (1956) nach der Risseiszeit noch ins «Mittelpleistozän» stellt. Für die Entstehung dieser Schotter konnte keine befriedigende Erklärung gefunden werden, da zugehörige Moränen fehlen. Die Ueberdeckung mit Würmmoränen und die relativ hohe Lage der Schotterreste scheint die genannten Autoren dazu geführt zu haben, eine neue Akkumulationsphase in das gewohnte System des Pleistozäns einzuschieben. Dabei ist ihnen entgangen, dass ausserhalb der Würm-Endmoränen keine solchen «Mittelterrassen» mehr vorkommen, bzw. dass die innerhalb der Endmoränen gefundenen «Mittelterrassen» in die Niederterrassenflächen ausserhalb fortgesetzt werden können. In unserem ganzen Untersuchungsgebiet finden wir keine «Mittelterrassen». Wir werden im Abschnitt 441 auf diese Fragen zurückkommen.

Es erübrigt sich, hier auf die Formentwicklung in der Würmeiszeit näher einzugehen; einerseits wurde anlässlich der Formbeschreibung in den Kapiteln 352 bis 354 schon ein detailliertes Bild entworfen, anderseits wird bei der Besprechung morphogenetischer und morphochronologischer Probleme des Pleistozäns im Kapitel 44 auf Einzelheiten in unserem Untersuchungsgebiet zurückgegriffen werden müssen.

Was das Gewässernetz betrifft, so haben sich seit dem Riss II - Würm-Interglazial nur noch kleine Veränderungen der Flusswege ergeben, die

EINTIEFUNGEN UND AUFSCHÜTTUNGEN IM PLEISTOZÄN

nach Mühlberg 1896, 1905, 1908, 1910; Frey 1907; Frei 1912; Bohrungen und eigenen Beobachtungen

Eintiefung tiefste Stelle der Talböden	Aareal				Wynen- tal	Seeal			Bünztal	Reussal			Limmat- tal
<i>Aufschüttung</i> oberstes Niveau der Akkumulation	Aarau	Wildeggen	Brugg	Koblentz	Kulm	Hallwiler- see	Seon	Lenzburg	Othmar- singen	Mellingen	Birmens- torf	Mündung	Baden
Beginn Günz	540	500	450	450						560	520	480	560
älterer Deckenschotter	640	610	520		770 [?]	790 [?]				670	630	590	630
Beginn Mindel	480	440	380		560	540	520		510 [?]	490	460	420	465
jüngerer Deckenschotter	570	540	470		650 [?]					575	550	525	555
Beginn Riss I	380	370	355				<420	<420	<420	<390			
Hochterrasse		450			530					480			
Beginn Riss II	<380	<360	335?						<390		<340		
Riss II-Schotter und -Moränen	alle Höhen												
Beginn Würm	<350	330	<320				<363	<375	350	340	<320	<333	
Niederterrasse	400	385	375		465	450	410	430	420	390	375	385	
Heute	365	350	340	313	460	449	435	395	395	347	339	329	350

sich alle in den Niederterrassenschottern abspielten. Wo die Flüsse sich abseits der ehemaligen tiefsten Rinne eingruben, gerieten sie epigenetisch auf seine Felsunterlage, so die Reuss bei Mülligen und SW Gebenstorf, die Aare SW der Gisliflue, von Umiken bis Brugg (→ Abs 352 p 42 f) und bei Lauffohr.

Die Eintiefung des ganzen Talnetzes hat aber noch nicht dasselbe Ausmass wie im Riss II - Würm-Interglazial angenommen. Die Nebenbäche der Aare haben erst in den untersten Abschnitten nennenswerte Arbeit geleistet, was schon früher beschrieben worden ist. Ueber die Eintiefung der Aare in den letzten 5000 Jahren herrschen sich widersprechende Ansichten. *Siegrist* (1953) befasst sich damit und weist anhand archäologischer Funde auf den niedrigsten Erosionsterrassen nach, dass die Erosion äusserst gering gewesen sein muss, nämlich etwa 1 m in 1000 Jahren, ja dass sie oft in ihrer Wirkung von Akkumulationen wieder aufgehoben worden ist. Allerdings tiefte sich die Aare seit den Verbauungen und der Juragewässerkorrektion rascher ein, doch haben die modernen Kraftwerksbauten dieser Entwicklung wieder ein Ende gesetzt.

435 PROBLEME VON LOKALER BEDEUTUNG

Nach der Abklärung der Talentwicklung im Pleistozän bleiben noch viele Einzelfragen zu beantworten, von denen hier einige herausgegriffen seien.

Wie alt sind die Querverbindungen zwischen den Haupttälern und warum sind sie entstanden? Die Quertälchen von Ammerswil und Hägglingen wurden im Abschnitt 34 (p 28) schon beschrieben. Sie liegen im Bereich der Würmvergletscherung; da die Moränenwälle noch vorhanden sind, lassen sich die Tälchen gut als Schmelzwassertälchen erkennen und mit dem Gletscherrande in Verbindung bringen.

Anders steht es mit den Quertälern, die im Jungpleistozän nicht mehr von Gewässern benutzt oder schon früher angelegt worden sind (z. B. die Verbindung zwischen Bünz- und Reusstal über Mägenwil oder das Tälchen Dättwil—Baden). Auf den ersten Blick scheint es, die Aare sei einmal um den Chestenberg herum über Mägenwil, Mellingen, Dättwil nach Baden geflossen. Wir haben jedoch im Abschnitt 413 gezeigt, dass dies nicht möglich ist. Die Senke zwischen Chestenberg und Molasseland verdankt ihre Entstehung der Bünz, welche erst im Mindel-Riss-Interglazial den Lauf von Othmarsingen nach NW gerichtet hat. — Das Tälchen Dättwil-Baden entstand im Günz-Mindel-Interglazial, wurde dann aber von jüngerem Deckenschotter verstopft. Es waren wohl Schmelzwasser des Riss-Gletschers, die darin eine schmale Kerbe öffneten; sie wurde während des Höchststandes des Würmgletschers von den Schmelzwässern der E Seitenmoränen erweitert und bis Niederrohrdorf zurück verlängert.

Lassen sich die Hängetälchen am Südhang der Gisliflue im beschriebenen System der pleistozänen Eintiefung einordnen? Betrachten wir zuerst die zwei grösseren, nämlich das Tälchen beim Wilhof (651100/252100) und das von Auenstein! Sie umfassen den relativ grossen Riss II - Schotterkomplex W Auenstein; die Talböden liegen etwa auf der Höhe der Unterlage der Schotter. Demnach haben die Bäche seit Ende Riss II nur den Schotter weggeschafft, und ihre Talböden sind praktisch identisch mit denjenigen der Riss I - Riss II - Interglazialzeit. Der Boden des Wilhoftälschens endigt mit einer Stufe von fast 40 m über der Aare; beim Auensteiner Tälchen beträgt der Abfall nur etwas mehr als 10 m. Extrapolieren wir die Talböden, so laufen sie in den rekonstruierten Aaretalboden jener Zeit aus (→ Tabelle p 74). Da die Aare später, nach N vordringend, seitlich erodiert hat, sind die Hänge stark unterschritten worden. Dem Bach von Auenstein gelang es, wenigstens teilweise der Aare-Eintiefung zu folgen und sich eine neue Kerbe im alten Talboden zu schaffen; der Wilhofbach jedoch konnte den harten Wangenerkalk, der den Hang panzert, nicht durchsägen und stürzt deshalb in einer Stufenmündung auf die Niederterrasse hinunter.

Die vier übrigen auf unserer Grundkarte eingezeichneten Tälchen besitzen eine weite Ausräumungsnische als Ober- und eine scharf eingeschnittene Kerbe als Unterlauf. Die Ausräumungszone liegt in den relativ weichen Effingerschichten, hat ein Gefälle ähnlich wie die Talböden des Auensteiner und des Wilhof-Tälchens und streicht auf 390 m bis 380 m in die Luft aus. Diese Analogie lässt alle Oberläufe gleichaltrig erscheinen. Die jüngste Erosion ist auf eine Basis eingestellt, die horizontal höchstens 150 m von der Stufenkante entfernt, aber mindestens 25 m tiefer liegt; dank diesem grossen Gefälle haben sich die Bächlein in die harten Geissbergsschichten eingefressen. Ihre Kerben wachsen rückwärts in den alten Talboden hinauf. Am weitesten fortgeschritten ist dabei diejenige bei «Büren» (650200/251700).

44 ALLGEMEINE PROBLEME DER EROSION UND AKKUMULATION IM PLEISTOZÄN

Wenn man geomorphologische oder quartärgeologische Abhandlungen miteinander vergleicht, so fällt einem auf, dass sowohl die Vorgänge bei der Formentwicklung als auch die Einordnung der Formen nach ihrem Alter ungleich beurteilt werden. Jeder Autor gewinnt in seinem Untersuchungsgebiet Resultate, die denjenigen der andern Forscher mindestens teilweise widersprechen. Darüber hinaus kommt es aber vor, dass dieselben Tatsachen entgegengesetzte Deutungen erfahren, wie z. B. die Würmschotter und -moränen im Wertachtal bei Kaufbeuren (*Penck* 1901/09 p 40 ff, *Troll* 1929 p 219 f, *Eberl* 1930 p 226 ff, *Knauer* 1937 p 2 ff). Diese Mißstände

haben ihre Ursache einerseits im Mangel an sicheren Unterlagen (Aufschlüsse, unwiderlegbare Angaben über das Eiszeitklima usw.), anderseits in zu groben Feldaufnahmen und zu weit gehenden Verallgemeinerungen.

Es liegt uns fern, auf Grund unserer Untersuchungen neue Theorien und Hypothesen aufstellen zu wollen; es sei bloss versucht, innerhalb unseres Gebietes gültige Erklärungen wenigstens für den aus der Würmeiszeit stammenden Formenschatz zu finden, indem wir auf unseren Untersuchungsergebnissen und auf theoretischen Ueberlegungen über die Erosions- und Akkumulationsvorgänge aufbauen. Es ist das Verdienst *Schäfers* (1950), die Frage nach dem Wesen der pleistozänen Erosion und Akkumulation aufgegriffen und unseres Erachtens einer Lösung zugeführt zu haben. Auch seine kritische Sichtung der Literatur (p 9—20) ist sehr nützlich.

Hier seien folgende Festlegungen vorausgeschickt:

- a) Nach den Resultaten der Moränendifferenzierung (→ Abs 355) werden benannt mit:
- | | |
|--------------|---|
| Würm F = W F | die Endmoränen von Seengen im Seetal, von Dottikon/Dintikon/Wohlen im Bünztal, |
| Würm M = W M | die Endmoränen von Seon im Seetal, von Othmarsingen im Bünztal, von Mellingen im Reusstal (= Maximalstand), |
| Würm S = W S | die Endmoränen von Ermensee/Hitzkirch im Seetal, von Walteschwil/Bünzen im Bünztal, von Bremgarten im Reusstal (= Zürichstadium des Linthgletschers). |
- b) Um Schwierigkeiten mit den unsicheren Klimabezeichnungen zu vermeiden, definieren wir:
- | | |
|-------------|--|
| Frühglazial | = Zeit des Gletschervormarsches, |
| Hochglazial | = Zeit des stationären Gletscherstandes (Ablagerung von Endmoränen), |
| Spätglazial | = Zeit des Gletscherrückzuges. |

441 DIE ZEITLICHE EINORDNUNG VON EROSION UND AKKUMULATION

Da sich die obersten Erosionsterrassen mit Schmelzwassertälchen zwischen den Würm M - Moränen in Verbindung bringen lassen (→ Abs 352), ist erwiesen, dass die *Erosion* im Hochglazial eingesetzt hat; sie schuf die Trompetentälchen (*Troll* 1926 p 170), die nach etwa 4 km auf das Akkumulationsfeld vor den Endmoränen auslaufen. (Man könnte auch sagen: «Sie durchbrechen den Uebergangskegel»; doch müsste dieser Begriff rein morphographisch aufgefasst werden.) Das erodierte Material wurde unterhalb der Trompetentälchen auf die Schotterfläche wieder abgelagert, und zwar für das See- und Bünztal vermutlich im Aaretal von Wildeggen an, im Reusstal N Birnenstorf. Leider können diese Ablagerungen nicht mehr nachgewiesen werden, da spätere Erosion sie zerstört hat; diese nahm ihren Ursprung an der zwischen WM und WS zurückweichenden Gletscherstirne; im See-, Bünz- und Reusstal durchbrach sie in tiefen Einschnitten die WM - Endmoränen, während sie im Aaretal breite Flächen formte, da hier die Endmoränen viel weiter entfernt liegen und mehr Wasser zur Verfügung

stand. Die zu dieser und allen späteren Erosionsphasen korrelierte Akkumulation konnte erst in der Oberrheinischen Tiefebene erfolgen, da im ganzen Aare- und Hochrheintal erodiert wurde.

Troll hat auf der Münchener Ebene diese hoch- bis spätglazialen Erosions- und Akkumulationsvorgänge eingehend untersucht (1926). Er verbindet allerdings die Folge der Trompetentälchen nicht mit den einzelnen Moränenwällen eines Stadiums, sondern mit den Stadien Würm I bis Würm III, die nach seiner Auffassung von N nach S aufeinanderfolgen. Man kommt trotz dieser Differenz mit ihm zum Schluss,

«... dass mit dem Einsetzen des Eistrückzuges, meist schon vor dem Verlassen des äussersten Endmoränenwalles, schlagartig auch die Erosion beginnt. Die Perioden der Talbildung, welche in so charakteristischer Weise die glazialen Aufschotterungen unterbrechen, setzen also nicht, wie so häufig kurzweg ausgesprochen wird, in der Interglazialzeit oder Postglazialzeit ein, sondern auf dem Höhepunkt der Eiszeit, am Beginn des absteigenden Astes.» (p 169)

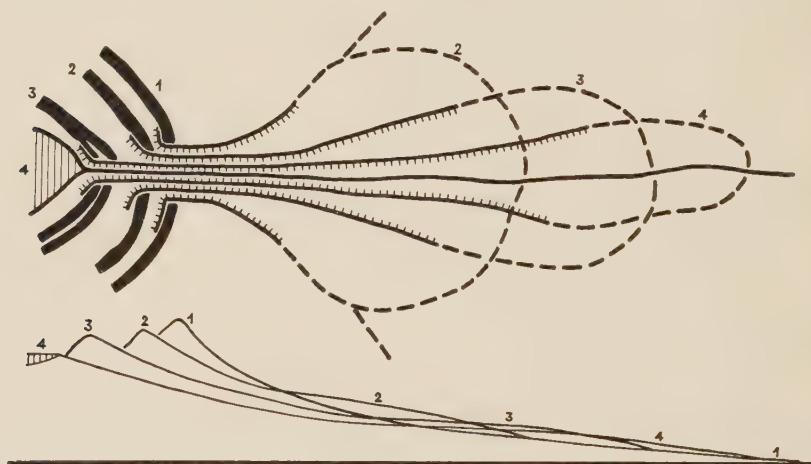


Abbildung 10, nach *Troll* 1926

Idealisierte Darstellung der Erosions- und Aufschotterungsvorgänge auf den glazialen Schotterfeldern.

Von den Wällen 2 und 3 und vom Seebecken 4 ausgehend, gräbt das Wasser ein Trompetentälchen ins ältere Schotterfeld und schüttet anschliessend einen Schwemmkegel auf.

Unsere eigenen Resultate (→ Abs 352 und 434) erlauben es, sich *Troll* anzuschliessen, wenn er feststellt:

«Die Hauptarbeit der Tiefenerosion ... war schon in spätglazialer Zeit in der Hauptsache erledigt, und zwar zu einer Zeit, als die Gletscher den Alpenrand noch nicht erreicht hatten. Die ganzen morphologischen Vorgänge nach der Aufschüttung der Niederterrassen erweisen sich damit als Wirkungen der schwindenden Eiszeit, die Postglazialzeit kann das morphologische Bild so gut wie nicht mehr verändert haben.» (p 179)

Es wird sich sogleich zeigen, dass die spätglaziale nicht die einzig wirksame Erosion sein kann. Da ähnliche Verhältnisse wie im Spätwürm für die andern Eiszeiten anzunehmen sind, ergäbe sich jedesmal folgendes Querprofil am Schlusse einer Eiszeit:



Abbildung 11: Querprofil nach der spätglazialen Erosion

Der zu Beginn der nächsten Eiszeit vorrückende Gletscher müsste seine Schotter in dieses Profil hinein ablagern. Die fluvioglazialen Schotter sind aber in breite, kastenförmige Täler hinein akkumuliert worden, was an den

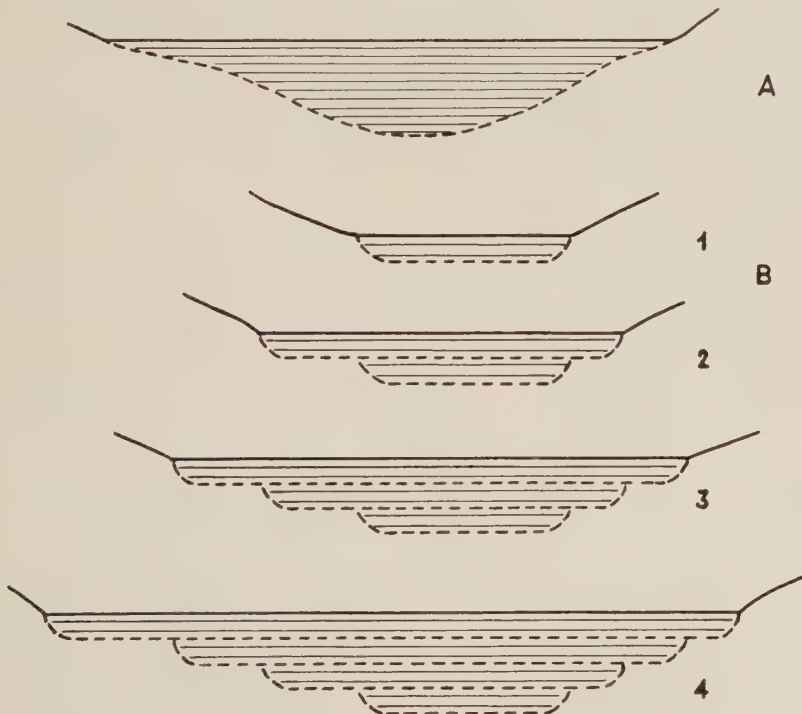


Abbildung 12, nach Schäfer 1950

- A: Fluvioglaziale Akkumulation und dabei tätige Seitenerosion bei einer gleichmässigen Entwicklung (ungestörte Progression der Gletscher).
 B: Die einzelnen Stadien von fluvioglazialer Akkumulation und dabei tätiger Seitenerosion bei ungleichmäßigem Vorrücken des Eises.

Hochterrassen-Schottersohlen S Habsburg und W Brugg und an der Auflagerungsfläche der Niederterrassenschotter (Bohrungen) zu sehen ist. Also muss nach der spätglazialen Tiefenerosion noch eine gewaltige Seitenerosion stattgefunden haben. — *Penck* hat diese im Gegensatz zu der (nach ihm interglazialen) Tiefenerosion in die Zeit der Aufschotterung verwiesen (1901/09 p 113 ff). Wäre diese Einordnung richtig, so müssten die Querprofile von unten nach oben bedeutend an Breite zunehmen, da bei steigendem Akkumulationsniveau fortwährend seitlich erodiert würde. Es müssten nach *Schäfer* Querprofile zu finden sein, wie sie die Abbildung 12 zeigt.

Die in Wirklichkeit überall vorhandenen kastenförmigen Querprofile erklärt *Schäfer* nach sorgfältigen und gut fundierten Ueberlegungen folgendermassen (p 56—81):

1) Die fluvioglazialen Schotter, die im späten Früh- und Hochglazial abgelagert wurden, bilden nur den obersten (jüngsten) Teil einer ganzen Schotterserie. (Deshalb sind die Korngrössen in ihrer ganzen Mächtigkeit so gleichmässig.)

2) Die im Frühglazial herbeigeführten Schotter wurden nicht abgelagert, sondern weitertransportiert. Dabei vermochte der Schutt-Wasserstrom kräftig in die Tiefe, vor allem aber in die Breite zu erodieren. Aus dem engen, spät- und interglazialen Tal bildete sich das breite Kastental, wie es die Abbildung 13 darstellt.

3) Infolge der stetigen Klimaverschlechterung verschob sich das Verhältnis Schutt/Wasser immer mehr: Der Fluss vermochte den Schutt nicht mehr zu transportieren und begann zu akkumulieren.

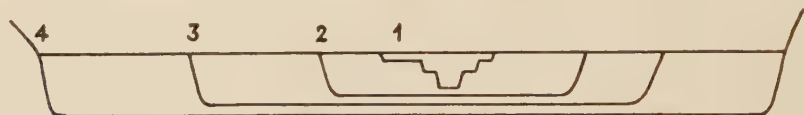


Abbildung 13, nach *Schäfer* 1950

Der Gang der Talbildung von der Tiefenerosion zur Seitenerosion in einer fluvioglazialen Rinne: 1 = interglaziales Tal, 4 = grosses Kastental vor Beginn der hochglazialen Akkumulation.

Es erhebt sich die Frage, wie sich diese Resultate mit den Vorstellungen über das eiszeitliche Klima vereinbaren lassen. Zuerst fällt auf, dass während des Gletscherrückzuges nur ein geringes Volumen ausgeräumt worden ist, obwohl die Wasserführung in dieser Zeit am grössten gewesen sein muss. Die schwache Seitenerosion ist darauf zurückzuführen, dass die Schotter durch die nach dem Verschwinden des Gletschers rasch wieder angesiedelte Walddecke gefestigt waren, und dass ein grosser Teil des Wassers als Grundwasser abfliessen konnte. Im Gegensatz zu diesen Verhältnissen ist für das Frühglazial mit geringer Wasserführung zu rechnen, da ein Teil der Niederschläge durch die Vergrösserung der Eismasse absorbiert wurde. Die Klimaverschlechterung — die Ursache der Vereisung — brachte die zusammenhängende Pflanzendecke schon vor dem Eintreffen der Gletscher zum Verschwinden. Der über dem gefrorenen Boden aufgetaute Schotter verwandelte sich mit dem Schnee- und Gletscherschmelzwasser — entsprechend den Vorgängen in der heutigen Frostschuttzone — in eine frei bewegliche Masse, die praktisch auf der ganzen Talbreite abfloss und erodierte. Während des Ueberganges zum Hochglazial wurde der Schuttanfall infolge der Frostverwitterung noch grösser, die Wasserführung aber noch schwächer: Die Akkumulation begann die Erosion zu überwiegen.

Eine *glaziale* Erosion kommt für unser Gebiet nur in der Riss II - Zeit in Frage, als es von den Gletschern hoch überdeckt war. Das geringe Ausmass der Glazialerosion kann anhand der Tabelle p 74 abgeschätzt werden. Die aus dem Würm stammenden Zungenbecken mit starker glazialer Tiefenerosion (Seebecken) liegen ausserhalb unserer Untersuchungen.

Wir wollen uns nun der *Akkumulation* zuwenden. Bei der Erläuterung der Erosionsvorgänge wurde schon festgestellt, dass im Hochglazial die Aufschotterung zur Hauptsache beendet sein musste. Vor den Endmoränen fielen in dieser Zeit die Schotter in den Trompetentälchen schon der Erosion zum Opfer; es gab nur noch die glaziale Akkumulation der Moränendecken und -wälle. Das heisst: *Eine Aufschotterung der Schotterfelder von den Endmoränen aus* (im Sinne Pencks 1901/09 p 16 ff) *gibt es nicht*, und zwar aus folgenden Gründen:

- 1) Auf einem Schotterfeld kann nicht akkumuliert werden, während es gleichzeitig von Erosionsfurchen zerschnitten wird.
- 2) Von unten nach oben unterscheidet sich in den Schottern, wie schon Penck (p 17) festgestellt hat, die Korngrösse der Gerölle nicht, was nur unter einheitlichen Ablagerungsbedingungen bei *weit entferntem* Gletscher möglich ist.
- 3) Der Uebergang von Moränenmaterial zu fluvialem Schotter (im Bereiche des Uebergangskegels) ist nirgends zu finden. Die sogenannte «Verzahnung von Moränen und Schottern» konnte in keinem Aufschluss beobachtet werden.
- 4) Wo Kontakte zwischen Moränen und Schottern aufgeschlossen sind, liegt immer die Moräne auf den Schottern oder an einem Erosionsrand derselben.
- 5) Die Schotterfelder schliessen nicht an die höchsten Moränenwälle an, sondern an die unbedeutenden äussern eines Stadiums. Der Schotter setzt sich unter diesen hindurch fort und ist bis zu den inneren (jüngeren) Wällen mit einer relativ dünnen Moränendecke überzogen. Diese beweist eigentlich schon zur Genüge, dass der Schotter älter als die Endmoränen sein muss; abgesehen davon müsste das vor den mächtigen inneren Moränenwällen gelegene Gebiet im Schotter ertrunken sein — falls es eine Akkumulation von diesen Wällen aus gäbe!
- 6) Wenn von Moränen aus akkumuliert werden könnte, müsste man auch vor Seitenmoränen Schotterfelder finden. Es gibt aber keine.
- 7) Die Basis der inneren, mächtigen Endmoränen liegt niedriger als diejenige der äusseren, die auf der Akkumulationsfläche aufliegen. Eine Akkumulation von jenen Endmoränen aus ist also vollkommen ausgeschlossen.

Wir haben damit die Niederterrassenschotter als *Vorstosschotter* erkannt. Sie wurden weit vor dem vorrückenden Gletscher im Frühglazial aufgeschüttet. Obwohl diese Erkenntnis nicht neu ist (*Mühlberg* 1908 p 78, *Eberl* 1930, *Knauers* Vorrückungsphase 1935 und 1937), fehlte ihr bis heute die nötige Anerkennung. Auf anderem Wege ist neuerdings auch *Bugmann* zum selben Schluss gekommen (briefliche Mitteilungen). — Es wird jetzt auch verständlich, wieso die Gletscherflüsse solch riesige Schuttmassen heranschaffen konnten: Sie hatten während des ganzen Gletschervorstosses Zeit dazu; sie mussten nicht in einer kurzen Maximalphase der Eisausdehnung das ganze mitgeführte Material deponieren. Während des Vorstosses konnte das vom Gletscher aufgeschürfte Material fortwährend weggeführt

und weiter unten im Tale abgelagert werden. Der Materialanfall pro Zeiteinheit ist beim wachsenden und erst noch aufschürfenden Gletscher viel grösser als beim stationären und erst recht grösser als beim schwindenden. Die im Abschnitt 354 beschriebene Beobachtung der relativ geringen Deckschichtablagerung des rückschreitenden Gletschers im Reusstal SE Mellingen passt sich hier sehr gut ein.

Es gibt deshalb keine «Rückzugsschotter», es sei denn, man verstehe darunter Schotter, welche durch einen kleineren Gletschervorstoss während des allgemeinen Rückzuges geschaffen worden sind. Es wäre aber klarer, solche Schotter mit dem Namen des Gletscherstadiums zu versehen, also z. B. diejenigen zwischen Hallwiler- und Baldeggersee nach den dortigen Endmoränen «Würm S-Schotter» zu nennen. Dabei ist immer mit der Möglichkeit zu rechnen, dass die unteren Partien noch aus der Zeit eines früheren Gletschervorstosses (z. B. Frühglazial Würm F) stammen können.

In Uebereinstimmung mit Schäfer lassen sich die pleistozäne Erosion und Akkumulation in unserer Region folgendermassen charakterisieren und zeitlich fixieren:

Zeit	Erosion	Akkumulation
Hochglazial	Von den Endmoränen aus Tiefenerosion im Bereich des Uebergangskegels	Ablagerung der Moränenwälle und der Moränendecken
Spätglazial	Starke Tiefenerosion vom Gletscher bis zu einer weit entfernten Erosionsbasis (z. B. Oberrheinische Tiefebene)	Ausbreitung einer Deckschicht (Obermoränenmaterial und nichtglazigene Einschwemmungen) vor dem zurückweichenden Gletscher
Interglazial	Schwache Tiefenerosion und gelegentliche Seitenerosion	Umlagerungen in den Flussbetten
Frühglazial 1. Teil	Uebergang von kräftiger Tiefenerosion mit Seitenerosion zu maximaler Seitenerosion, die mit Tiefenerosion verbunden ist	Vom Gletscher geliefertes Material wird in breiten Schuttströmen talabwärts transportiert
Frühglazial 2. Teil	Keine Erosion	Akkumulation der breiten, sehr mächtigen Schotterkörper (Vorstoss-Schotter)

Hier drängt es sich auf, das Problem des «Mittelterrassenschotters» wenigstens anzudeuten. Grundsätzlich sei bemerkt:

1) Schotter, die auf Moränen liegen und von Moränen bedeckt sind, dürfen nicht schlechthin als Interglazialschotter bezeichnet werden, es sei denn, man finde einen wirklichen Beweis für ihre Ablagerung in einer Wärmezeit (Penck 1901/09 p 1156). Sonst müssten z. B. die Niederterrassenschotter im Birrfeld, die auf Rissmoränen liegen und Würmmoränen tragen, interglazial sein.

2) Ebenso dürfen Schotter, auf denen Würmmoränen lagern, nicht zum vorneherein in eine ältere Eiszeit oder ins Riss-Würm-Interglazial «verschoben» werden. Natürlich sind solche Schotter älter als die Moränen, aber wieviel? 100 Jahre? 10 000 Jahre? (→ Vorstoßschotter p 81).

Stein (1949) und *Jäckli* (1956) haben neben der Höhenlage als Hauptargument für die Ausscheidung ihres «Mittelterrassenschotter» (= MT) offensichtlich die Bedeckung mit Würmmoränen herangezogen. Abgesehen davon, dass das eine der auf *Jäckli's* Karte eingezeichneten Vorkommen sogar unter dem Niveau einer Niederterrassen-Erosionsstufe liegt, könnten die andern vereinzelter Terrassen als Hochterrassenreste oder aber als Reste des Würm-Vorstoßschotter (Niederterrasse) aufgefasst werden. Eine petrographische Unterscheidung wird von *Jäckli* nicht versucht. *Stein* bezeichnet die MT anhand von interglazialen Kohlen und «dem Umstand, dass sie bis in die subalpine Zone zurückverfolgt werden können» als nicht fluvioglaziale Schotter.

Anstatt Neuordnungen des Pleistozäns und Verschiebungen der Eiszeiten gegenüber den Akkumulationsphasen vorzunehmen (*Stein* p 87), könnte man folgende Lösungsmöglichkeit prüfen:

Ueber einigen Hochterrassenresten (unterer Teil der MT *Steins* im Glattal) lagerte der Riss II - Gletscher Grundmoräne ab. In der Riss II - Würm-Interglazialzeit bildeten sich darüber Schieferkohlen. Im Frühwürm ergoss sich ein Schotterstrom (oberer Teil der MT *Steins*) aus den Alpen bis ins Glattal. Infolge der grossen Entfernung zwischen Gletscher und Ablagerungsort finden sich keine Anzeichen von fluvioglazialen Charakter. Noch bevor der Gletscher ins Glattal vorgedrungen war, wurde dessen Oberlauf amputiert. Ein relativ schwacher Ast des Gletschers drang ins Tal ein und lagerte die Würmmoränen auf die Schotter ab.

442 ZUR GLIEDERUNG DER EISZEITEN

Da sich das Quartär bekanntlich nicht wie andere geologische Epochen mit Leitfossilien unterteilen lässt, stösst jeder Gliederungsversuch auf grosse Schwierigkeiten. Die den Quartär-Eiszeiten vorangehenden Verschotterungen (Donau- und Sundgauschotter) verunmöglichen sogar eine eindeutige Abgrenzung des Quartärs gegenüber dem Tertiär. Versuche, mit Hilfe der Strahlungskurve von *Milankovitch* weiterzukommen, hatten nicht den gewünschten Erfolg: Während *Eberl* (1930 p 375 ff) eine phantastische Uebereinstimmung seiner Untersuchungsergebnisse mit der Klimakurve findet, lehnt *Penck* (1938 p 95) diese als «für die Alpen im Eiszeitalter nicht anwendbar» ab. Die Pollenanalyse vermag nur in kurze Abschnitte des Quartärs Licht zu bringen. Die Schotteranalyse endlich ist, wenigstens in der Schweiz, noch nicht über vereinzelte Anfänge hinausgekommen (*Zingg* 1935); von ihr wären entscheidende Klärungen zu erwarten.

So ist es nicht verwunderlich, dass die Würm-Gliederung noch nicht befriedigt (*Graul* 1952). Doch erlauben die aus der letzten Eiszeit stammenden Formen dank ihrem guten Erhaltungszustand und ihrer Verbreitung eine eingehende *morphologische* Untersuchung. Nach den Ergebnissen aus unserem Arbeitsgebiete, nach Kontroll-Untersuchungen im Suhr- und Wynental sowie in den an unser Gebiet anschliessenden Abschnitten des See-, Bünz- und Reusstales lässt sich die *Würmeiszeit* wie folgt gliedern (→ K4):

Würm F Ablagerung der Hauptmasse der Niederterrassenschotter
mehrere (meist 5) Endmoränenwälle

Gletscherrückzug unbekannten Ausmasses

Würm M Ablagerung der restlichen Niederterrassenschotter
mehrere (meist 4) Endmoränenwälle (Maximalstand)

Gletscherrückzug unbekannten Ausmasses

Würm S Ablagerung der kleineren Würm S - Schotterfelder (sog. «Rückzugschotter»),
zwei Endmoränenwälle (Zürichstadium)

Da keine Anzeichen von interstadialen Bildungen beobachtet werden konnten, dürften die beiden Gletscherrückzüge zeitlich und räumlich nicht bedeutend gewesen sein, so dass man sie wohl am besten mit «Würm F - Würm M - Schwankung» bzw. «Würm M - Würm S - Schwankung» benennen könnte. Die obige Gliederung entspricht derjenigen von *Eberl* (1930). *Knauer* kommt ebenfalls zu einer Dreigliederung, vertauscht aber im Reussgletschergebiet auf Grund ungenauer Feldaufnahmen W I (W F) mit W III (W S) (1954). *Ebers* nennt die entsprechenden Stadien «Früh-, Haupt- und Spätwürm» (1955 p 107). Die Bezeichnung mit Buchstaben hat gegenüber derjenigen mit Zahlen den Vorteil, dass sie keine Interglazialzeiten zwischen den drei Phasen vortäuscht.



Abbildung 14: Zur Gliederung der Würmeiszeit

443 DIE GLAZIALE SERIE

Penck hat unseres Wissens erstmals für die während eines Gletscherstandes gebildeten Akkumulations- und Erosionsformen, die genetisch miteinander verknüpft sind, den Begriff «Glaziale Serie» gebraucht; auf p 16 (1901) hat er sie in einem Blockdiagramm dargestellt (→ Abb 15).

Der äussere Wall (links) ist anscheinend mit dem höheren Schotterfeld verknüpft, der innere (nach *Penck* immer der jüngere) mit dem untern. Mit diesem Widerspruch setzt sich *Schäfer* (1950 p 50 ff) auseinander und rückt eine Darstellung von *Knauer* in den Vordergrund

Bei näherem Zusehen erkennt man aber am linken Ende des *Penckschen* Blockdiagramms, dass der Anschnitt der oberen Schotterschicht vom Betrachter weg nach hinten verschoben ist (sonst brauchte es nämlich auch nur einen Trennungsstrich zwischen den zwei Schotterschichten). Der Schotterstrang, der vom inneren Wall ausgeht, zieht sich

eingesenkt in den ältern, obern Schotter talabwärts; es handelt sich offenbar um ein Trompetentälchen. Allerdings steht diese Interpretation der Darstellung in Widerspruch zu der von *Penck* geäußerten Auffassung der glazialen Serie. Es entzieht sich unserer Kenntnis, ob *Penck* die Existenz eines Trompetentälchens darstellen wollte, oder ob es sich um eine Ungenauigkeit in der Zeichnung handelt.

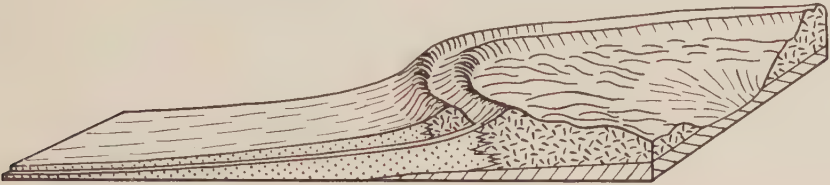
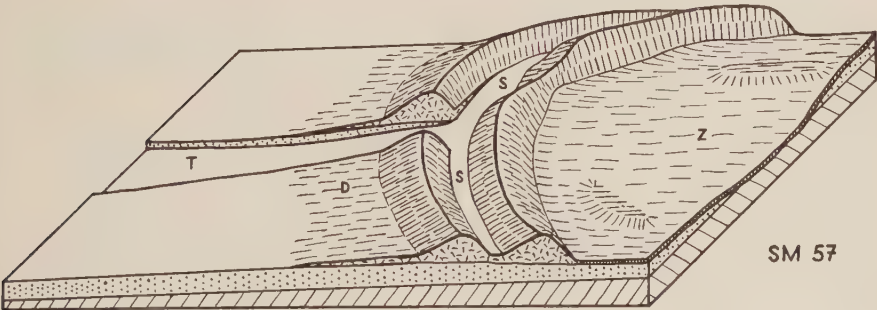


Abbildung 15: Die glaziale Serie nach *Penck* 1901.



Abbildung 16: Die glaziale Serie nach *Knauer* (aus *Schäfer* 1950).



SM 57

- | | | | |
|---|-----------------------|---|-----------------------|
|  | ANSTEHENDES | D | MORÄNENDECKE |
|  | FRÜHGLAZIALE SCHOTTER | S | SCHMELZWASSTERTÄLCHEN |
|  | HOCHGLAZIALE MORÄNEN | T | TROMPETENTÄLCHEN |
| | | Z | ZUNGENBECKEN |
| | |  | GRUNDMORÄNE |

Abbildung 17: Die glaziale Serie nach eigenen Beobachtungen.

In der *Knauerschen* Darstellung (→ Abb 16) wird direkt vor dem inneren Wall aufgeschottert, was allen unseren Beobachtungen zuwiderläuft. Die Zeichnung trägt hingegen der Tatsache Rechnung, dass die Moränen auf Schottern aufliegen, und stellt deshalb einen grossen Fortschritt dar. Es stecken aber noch drei Fehler drin:

- 1) Es sind zwei glaziale Serien dargestellt (W I gehört nicht zur Serie W II).
- 2) Vom inneren Walle aus geht Aufschotterung statt Erosion.
- 3) Die Verzahnung von Schottern mit Moränen ist nirgends nachgewiesen.

Eine nach unseren Beobachtungen korrigierte Darstellung zeigt die Abbildung 17.

444 DIE AUSMASSE VON EROSION UND AKKUMULATION

Unsere Einordnung der Erosion und der Akkumulation in den Ablauf einer Eiszeit charakterisiert das Glazial als Zeit der raschen und kräftigen Formgebung, das Interglazial als Ruhezeit. Die Gleichsetzungen «Interglazial = Zeit der Erosion» und «Glazial = Zeit der Akkumulation» müssen aufgegeben werden.

In den Eiszeiten selber übertraf der erste Teil, das Frühglazial, den zweiten bei weitem in der Stärke der Formschöpfung (breite Täler, mächtige Schotterflächen); dem Hoch- und Spätglazial entstammt jedoch ein reicherer Formenschatz (Moränenwälle unterschiedlicher Gestalt, Trompetentälchen, Erosionsterrassen im extramoränen Bereich, schluchtartige Durchbrüche durch die Moränenkränze, usw.).

Ueber das ganze Pleistozän summiert, übertreffen die Erosionsbeträge beträchtlich die Akkumulationsbeträge. Nur dadurch konnten die aufeinanderfolgenden Schotter in der bekannten Weise ineinandergeschachtelt werden. Zur Erklärung der fortschreitenden Eintiefung müssen wohl neben der glazialen Tiefenerosion in den Gletscherbecken (*Penck* p 120 ff) eine Hebung des Alpenkörpers und für unsern Bereich überdies eine Absenkung der Erosionsbasis (Oberrheinische Tiefebene) angenommen werden. Aus dem starken Deckenschottergefälle leitet *Brückner* eine Schrägstellung des Mittellandes nach der Mindeleiszeit ab (p 462 f).

Im Aaretal bei Brugg beträgt die Summe der pleistozänen Erosionen 530 m, die der Akkumulationen 370 m. Die Aare fliesst 160 m unter dem präglazialen Talboden (160 m = resultierende Eintiefung). Wie die Tabelle p 74 zeigt, ist die Eintiefung weiter talaufwärts grösser. Zum Vergleich sei *Brückner* angeführt, der als resultierende Eintiefung bei Rheinfelden 75 m, im Mittelland durchschnittlich 250 m und am Ausgange des Linthtales 540 m angibt (p 602 f). Wie weit an der gegen S auffällig zunehmenden Eintiefung die einzelnen erwähnten Faktoren beteiligt sind, lässt sich in unserem räumlich beschränkten Untersuchungsgebiet nicht beurteilen.

Penck hat gemäss seiner Theorie von der interglazialen Tiefenerosion vor allem den Eintiefungsbetrag zwischen den Sohlen zweier aufeinanderfolgender Schotter als Zeitmass für die Dauer des Interglazials verwendet (p 1161 ff). Er kommt, wie früher schon *Mühlberg* (1896), zum Schluss, dass das Mindel-Riss-Interglazial etwa 4 mal länger gewesen sei als das Riss-Würm-Interglazial, und dass in ihm die Hauptarbeit der pleistozänen Ausräumung vollbracht worden sei. — Abgesehen davon, dass nach unserer Datierung der Erosion diese Arbeit ins Früh-Riss fallen müsste, zeigt *Schäfer* anhand eigener Untersuchungen und an Beobachtungen von *Graul* (1943 p 11 ff und 65), dass auf der Iller-Lech-Platte keine Eintiefungsphase sich vor den andern auszeichnet. Und in der Tat erhält man in unserm Gebiet folgende Zahlen:

<i>Eintiefungen</i>	<i>Aare Brugg</i>	<i>Aare Wildeggen</i>	<i>Reuss Mellingen</i>
Günz-Mindel-Interglazial (Oberfl. ält. DS - Sohlenfl. jüng. DS)	170 m	160 m	180 m
Grosses Interglazial (Oberfl. jüng. DS - Sohlenfl. HT)	185 m	200 m	190 m
Riss I - Riss II - Interglazial (Oberfl. HT - Sohle Riss II - Moränen)	110 m	115 m	130 m
Riss II - Würm - Interglazial (Oberfl. Riss II - Mor. - Sohlenfl. NT)	?	20 m?	15 m?
Spät- und Postwürm (Oberfl. NT - heutiges Flussbett)	35 m	35 m	70 m
<i>Differenzen der Schottersohlen</i>			
älterer / jüngerer Deckenschotter	60 m	60 m	70 m
jüngerer Deckenschotter / Hochterrasse	85 m	110 m	100 m
Hochterrasse / Niederterrasse	35 m	40 m	40 m

Wenn wir bedenken, dass das Tal im Mindel-Riss-Interglazial viel schmaler war als vorher, dass also trotz grösserer Eintiefung nicht mehr Material fortgeschafft werden musste, wird *Schäfers* Resultat von unseren Zahlen bestätigt. Dies alles widerspricht aber einer langdauernden Interglazialzeit nicht, da eben erst nach ihr, d. h. im Früh-Riss I, erodiert wurde; es zeigt nur, dass die Zeitdauer nicht an den Eintiefungsbeträgen abgelesen werden darf.

445 PERIGLAZIALE VORGÄNGE

Kein Punkt unseres Gebietes ist während des ganzen Pleistozäns von glazialen Einflüssen verschont geblieben. In der Würmeiszeit war zwar der Grossteil der Fläche eisfrei, doch lagen alle Talböden im Bereich oder unter dem Einfluss der fluvioglazialen Aufschüttung. Da die eisfreien Täler über-

dies im Juragebiet liegen, dominieren dort die von den geologischen Eigenschaften des Untergrundes abhängigen Formen. Es gibt deshalb in unserem Gebiet kein Tal, an dem der Ablauf der rein klimabedingten, «periglazialen» Akkumulation und Erosion studiert werden könnte.

Bugmann (1956) hat das Schwergewicht seiner Untersuchungen auf die periglazialen Formen gelegt. Auf seiner «Morphologischen Karte des NE-Aargaus» sind eine Unmenge von Dellen, besonders am Rande der ausgedehnten Hochterrassenflächen, aber auch viele Hangdellen eingezeichnet. Wenn auf unserer Karte die Dellenzeichen fehlen, so deshalb, weil in keiner der dellenähnlichen Ausräumungsformen ein Aufschluss existiert, der die Solifluktion als den notwendigen typischen Formbildungsfaktor nachweisen liesse. Der Form nach zu urteilen, könnten einige heute trockene Tälchen und Mulden an den Hängen periglaziale Dellen sein, z.B.

- a) die Mulden am Osthang der Hochterrassenfläche E Habsburg (einige wurden später durch fluviale Erosion vertieft und werden noch heute von Bächlein benützt),
- b) die Einbuchtungen am Nordwestrand der Deckenschotterfläche des Bruggerberges,
- c) einige Mulden an den Hängen der Molasseberge: Nordwesthang des Lütisbuechs gegenüber dem Gofi SE Lenzburg, Riedwis (660400/258700) S Gebenstorf.

Da die angeführten Beispiele viel grösser sind als die weiter unten zu besprechenden Formen, muss für sie eine längere Entstehungszeit angenommen werden; es ist wahrscheinlich, dass sie in der Risseiszeit gebildet worden sind. Eine weitere Ausgestaltung im Würm scheint aber auch möglich.

Die Kerben und Miniaturtälchen in den Kanten der Niederterrassenflächen D sind durch typische Formen gekennzeichnet (→ Abs 353): Die Kerben sind als unscharfe Einbuchtungen in den Terrassenrand eingelassen; ihre Böden laufen in den Terrassenhang oder in kleine bauchige Schuttkegel über. Das Querprofil der Tälchen ist unsymmetrisch; ein Hang ist steil, der andere flach und schlecht abzugrenzen. Die Schuttkegel besitzen konvexe Gefällslinien. An der Entstehung dieser Tälchen durch Bodenfließen kann kaum gezweifelt werden, obwohl auch bei ihnen jeder Aufschluss fehlt.

Neben diesen Miniaturtälchen nehmen sich die von *Büdel* (1953) angeführten Dellen wie Riesen aus, erreichen sie doch bis 10 km Länge. Die Zwergformen in unserem Gebiet lassen sich als Anfangsstadien verstehen. Ihre Vergrößerung war nicht mehr möglich, da der Klimawechsel beim Gletscherrückzug aus dem Maximalstand (Würm M) zu schnell vor sich ging. Wie die Verbreitung der Dellen zeigt (→ Abs 353 p 46 f), begann die Dellenbildung bald nach der Eintiefung der Talsohlen unter das Niveau D, hörte aber spätestens nach der Ausbildung der nächsttieferen Terrassen auf. Da die D-Terrassen weit hinter die Endmoränen des Maximalstandes reichen, kommt als früheste und zugleich wahrscheinlichste Entstehungszeit die Würm S-Zeit (Gletscher-

stadium Hitzkirch/Ermensee, Bremgarten, «Zürichstadium») in Betracht. Während dieses Kälterückfalles waren offensichtlich die optimalen Bedingungen zur Fliesserdebildung gegeben, verschwanden aber beim endgültigen Gletscherrückzuge rasch. An einigen Stellen konnte dann die fluviale Erosion einsetzen; die meisten Formen wurden jedoch als Totformen konserviert.

Rathjens (1952) bestreitet die Existenz eines Würm III (= Würm S)-Stadiums und gibt die jüngere Tundrenzeit als Entstehungszeit der von ihm beschriebenen asymmetrischen Tälchen in den Niederterrassenfeldern des Würmtales und des Grub-Harthäuser Trockentales an. Diese Einordnung scheint insofern fraglich, als



Abbildung 18, nach *Rathjens* 1952
Asymmetrische Tälchen
in Niederterrassenfeldern

auf den beigegebenen Kärtchen (→ Abb 18) keine Schuttkegel gefunden werden können, die dem herausgeschafften Volumen entsprechen könnten. Wir kämen eher zum Schluss, die letzte Ausgestaltung dieser Formen wohl in die jüngere Tundrenzeit, ihre Haupt-eintiefung aber ins späte Würm zu verweisen.

Die Frage nach den Klimabedingungen, unter denen sich unsere Miniaturtälchen entwickeln konnten, ist schwer zu beantworten, besonders weil keine Vergleiche mit benachbarten Räumen durchgeführt werden konnten. Den folgenden Ausführungen haftet deshalb eine Unsicherheit an. Wie *Troll* (1944 p 557 ff) zeigt, kann Solifluktion unter recht verschiedenen Klimabedingungen auftreten, sofern nur genügend Frostwechsel-tage oder starke jahreszeitliche Tem-

peraturschwankungen um den Gefrierpunkt vorkommen. Es muss angenommen werden, dass nicht das kältere Lokalklima in Gletschernähe den Ausschlag gegeben hat; denn sonst hätten sich auf den höheren Terrassen A, B und C früher auch Dellen gebildet. Es war vielmehr die allgemeine Klimaverschlechterung im Würm S; dies bestätigt auch der Umstand, dass die Kerben und Dellen in Abständen von 15 bis 25 km vom mutmasslichen Gletscherende vorkommen (in *Bugmanns* Untersuchungsgebiet noch weiter), also in

einem grossen Intervall. Der Schotter dürfte während des langen Winters tief hinab gefroren sein; im Sommer aber taute er auf, und die obersten Schichten flossen unter dem Einfluss der Schwerkraft und der Regelation ab. — Aus den wenigen Formen in unserem Gebiet, die zudem keinen Einblick in die Struktur des Bodens gestatten, weitere Rückschlüsse auf das damalige Klima ziehen zu wollen, wäre ein gewagtes Unterfangen. Es müssen andere Umstände in den Vordergrund gestellt werden:

Nach *Rathjens* sind es namentlich die Durchlässigkeit, die Sortierung und die Schichtung der gröberen Bestandteile, die den Schotter vor den andern Gesteinen zur periglazialen Korrosion und damit zur Anlage von Dellen prädestinieren (1952 p 148 f). Auch scheinen eine gewisse Minimalhöhe und ein Minimalgefälle des Terrassenhanges zur Anlage der periglazialen Formen notwendig gewesen zu sein, sonst hätten sich solche auf den oberen Terrassen, die mit sanften Böschungen ineinander überlaufen, auch bilden können.

«Ausserdem muss aber zur Entstehung einer Tal-Asymmetrie die Wirkung des fliessenden Wassers mit herangezogen werden: einseitig verstärkter Schuttzudrang drängte die gelegentlichen Schmelzwasserbäche auf die andere Seite, wo dann deren einseitige Lateralerosion erst wirklich die auffällige Versteilung der Gegenseite zustande brachte.» (*Büdel* 1953 p 255.) Normalerweise sollten unter dem Einfluss der Sonnenexposition die Süd- und Westhänge steil, die Nord- und Osthänge flach sein. Um Ausnahmen zu erklären, nimmt *Büdel* die Windexposition zu Hilfe: Die Solifluktion ist am Hang, der dem Wind abgewandt ist, infolge Schneeanwehungen stärker. In unserem Gebiet sind bei allen Miniaturdellen die nach N exponierten Hänge steil, die Südhänge flach.

Bugmann hat darauf hingewiesen, dass ausser dem autochthonen Oberflächenwasser Bäche als Wasserlieferanten in Frage kommen, die im Boden nicht versickern konnten, wenn er im Frühjahr noch gefroren oder im Sommer stark durchtränkt war (Schreiben vom 20. 7. 55). Dass die grosse Häufung der Kerben und Miniaturtälchen dort liegt, wo zahlreiche Wasseradern ins Aaretal treten, spricht eindeutig dafür. Die Niederterrassenschotter konnten mit der Klimaänderung nach Würm S und dem Verschwinden des Frostbodens das Oberflächenwasser und kleinere Wasseradern wieder aufnehmen; damit wurden das Bodenfliessen und die Erosion verunmöglicht. Die periglazialen Formen blieben erhalten; nur wo ein Bach auf eigenen lehmigen Anschwemmungen bis an den Terrassenrand vorzudringen vermochte, entstanden jüngere fluviatile Kerben.

5 ZUSAMMENFASSUNG

51 KARTIERUNG

Der Hauptzweck der Detailkartierung unseres Gebietes war, eine geomorphologische Grundkarte zu zeichnen, d. h. eine nach allen Richtungen auswertbare, den gesamten Formenschatz darstellende Karte.

Als Aufnahmekarte dienten Pläne 1 : 5000, unseres Wissens erstmals für ein solch ausgedehntes Gebiet. Die Legende wurde auf der Grundlage der von der Schweizerischen Geomorphologischen Gesellschaft herausgegebenen «Legende zur morphologischen Spezialkarte der Schweizeralpen» zusammengestellt; neue Zeichen mussten erprobt werden.

Bei der Wahl der Signaturen wurde die Vergleichbarkeit der Karten verschiedener Maßstäbe angestrebt. Auf die Vorteile der Koordination unter verschiedenen Autoren wurde mehrfach aufmerksam gemacht; teilweise konnte sie in die Tat umgesetzt werden.

52 UNTERSUCHUNG DER FORMEN

Zur Beschreibung der Formen wird das Gebiet in vier grosse Abschnitte unterteilt; es wird versucht, die Formen zu Komplexen zusammenzufassen, die nicht nur nach räumlichen, sondern auch nach genetischen Kriterien abzugrenzen sind.

Im Tafeljuraanteil dominieren die Bözberg-Peneplain und ihre schwach erniedrigte Fortsetzung im E. Beide sind allerdings durch Ausräumungen stark eingeengt und zerlappt worden. Im Kettenjura springen die Schichtrippen der aufschiebungsähnlichen Antiklinalen ins Auge; zwischen Aare und Limmat sind die Falten durch fluviatile Einebnung gekappt. Die Gisli-flue trägt an ihrem Südschenkel eine peneplainartige Verflachung.

Die langen Hügelzüge des Mittellandes sind gegen ihr Nordende hin durch glaziale Tälchen zerstückelt worden. Verflachungen und Kanten lassen teilweise eine Rekonstruktion alter Talböden zu.

Die Terrassen in den Niederterrassenschottern sind bis auf Reste der Akkumulationsfläche in Moränennähe oder in geschützter Lage erosiv entstanden. Diejenigen mit grösserer Fläche lassen sich parallelisieren und zeitlich mit dem Maximalstande oder mit dem Rückzuge der Würmgletscher in Verbindung bringen. — Der Rand einer dieser Terrassen ist durch muldenförmige Einbuchtungen und Miniaturtälchen ausgezeichnet; sie sind an Stellen mit viel Oberflächenwasser durch Solifluktion wahrscheinlich während des Würm S- Stadiums entstanden. — Aufgeschlossen sind Fliesserdebildungen nur an zwei Stellen. Da sie kümmerlich ausgebildet sind, ist an-

zunehmen, dass in unserer Gegend das optimale periglaziale Klima nur kurze Zeit geherrscht habe.

Von den Zungenbecken zeigt bloss eines die erwartete Moränendecke; die andern werden von stark erodierten und terrasierten Schottern eingenommen.

Die nördlichsten Endmoränenkränze (Maximalstand der Würmgletscher) lassen sich durch geeignete morphographische Methoden (Beschreibung der Wallformen, Querprofil, Isohypsenbilder) eindeutig von den weiter im S folgenden unterscheiden, welche vom Gletscher überfahren worden sind.

53 PROBLEME DER FORMENTWICKLUNG UND MORPHOCHRONOLOGIE

Nach der Prüfung der Formreste, die auf tertiäre Peneplains und Täler hindeuten, können mit grosser Wahrscheinlichkeit die Abtragungsflächen an unseren Kettenjurabergen als gleichaltrig mit der Bözberg-Peneplain, d. h. als sarmatisch angenommen werden. In der zweiten Hauptfaltungsphase wurden die Antiklinalen zu grösserer (heutiger) Höhe aufgerichtet. Aare, Reuss und Limmat konnten während der ganzen Jurafaltung ihren Lauf durch antezedentes Einschneiden behaupten. Ihre Durchbrüche sind nicht durch tektonische Schwächezonen begünstigt.

Die präglaziale Landoberfläche erscheint im zentralen Aargau keineswegs als reliefschwache Abdachung; im besonderen war das Aaretal tiefer eingesenkt, als nach der Arbeit von *Frei* (1912) heute noch allgemein angenommen wird.

Die Eintiefung der Täler und die Veränderungen des Flussnetzes im Quartär lassen sich gut nachweisen. *Mühlbergs* Quartärgliederung wird durch unsere Beobachtungen bestätigt.

Die detaillierten Feldaufnahmen im Bereiche der fluvioglazialen und glazialen Formen der Mittelland-Täler ergaben Resultate, die teilweise im Gegensatz zu den in der Literatur geäusserten Ansichten stehen:

- 1) Die Tiefenerosion beginnt im Hochglazial (Maximalstand des Gletschers). Im Inter-glazial kommt sie zur Ruhe. Das Frühglazial bringt die gewaltige Seitenerosion, welche die kastenförmigen Täler schafft.
- 2) Die Akkumulation der fluvioglazialen Schotter löst während des Frühglazials die Erosion ab. Eine Akkumulation von den Endmoränen aus gibt es nicht. Alle fluvioglazialen Schotter sind Vorstössschotter.
- 3) Die Würmeiszeit lässt sich in drei Phasen gliedern, die höchstens durch Interstadiale getrennt sind. Im Reussgletschergebiet folgen von N nach S die Endmoränen von Würm M (Maximalstand), Würm F (überfahren) und Würm S (entspricht dem Zürichstadium).

- 4) Die Vorstellung der «glazialen Serie» muss revidiert werden: Die Moränen liegen auf den Vorstoßschottern und sind mit ihnen nicht verzahnt; Schmelzwassertälchen zwischen den Moränenwällen führen als Trompetentälchen auf das Schotterfeld hinaus.
- 5) Die Eiszeiten sind die Zeiten der aktiven Formbildung; die Zwischeneiszeiten sind die Perioden der Ruhe. Diese Periodizität ist in unserem Gebiet aber einer konstant gleichgerichteten Entwicklung überlagert, die zu fortschreitender Eintiefung führt; daher sind die Schotter ineinandergeschachtelt.

54 ÜBERBLICK ÜBER DIE MORPHOGENESE

Die geomorphologische Geschichte des zentralen Aargaus beginnt im mittleren Miozän mit dem Nachweis der vindobonenschen Peneplain. Diese senkte sich vom Schwarzwald her gegen eine Mulde, die sich entlang der Linie Staffelegg—Schinznach—Bruggerberg nach NE hinzog und zugleich das schweizerische Mittelland entwässerte. Auf der Peneplain begannen sich Flüsse einzutiefen; doch eine Meerestransgression im Helvétien setzte dieser Entwicklung ein Ende und führte zur Ablagerung der Austernnagelfluh auf der Juraabdachung und der Bunten Nagelfluh im Mittelland. Grossen Einfluss auf die Formentwicklung hatten jedoch diese Ablagerungen nicht; die alten Erosionsformen wurden nach dem Rückzug des Helvétienmeeres reaktiviert. Erst die mächtige Aufschüttung der Juranagelfluh und das gleichzeitige Einsetzen der Vorphase der Jurafaltung in der Mandacherzone brachten wichtige Veränderungen: die älteren Formen wurden zugedeckt, die Abdachung des Tafeljuras wurde steilgestellt und die ganze Region dem Bereich des Meeres entzogen.

Während und nach der ersten Hauptphase der Jurafaltung wurde eine neue, nämlich die sarmatische Peneplain gebildet; sie senkte sich von der Mandacherzone über den Bözberg in das flache, mehrere km breite Tal der Aare-Donau ab. Grosse Teile der Fläche sind in ursprünglicher Lage auf dem Bözberg erhalten geblieben, während die Fläche im Kettenjura in den folgenden Faltungsphasen zerstückelt worden ist; hier haben nur kleine Reste an den Bergflanken der Abtragung entgehen können.

Während der ganzen Jurafaltung haben die grossen Flüsse ihren Lauf behaupten können; die Durchbrüche der Aare, Reuss und Limmat durch die Antiklinalen des Kettenjuras sind also antezedent entstanden. Die Aare wurde allerdings im Verlaufe der zweiten Hauptphase nach SE an den Jurasüdfuss abgedrängt, konnte jedoch den Durchbruch eines Nebenbaches bei Wildeggen benützen und ihr altes Bett in der Gegend von Villnachern wieder erreichen. Kleinere Flüsse auf der Bözberg-Peneplain wurden nach E abgelenkt. — Nach der Faltung konnte ein Fluss, der dem heutigen Hochrhein entspricht, die Aare bei Koblenz von W her anzapfen und damit das schweizerische Mittelland und die Jurasüdseite dem Einzugsgebiet der Donau entreissen.

Die Aareablenkung und eine allgemeine Hebung unseres Gebietes im Verlaufe der Jurafaltung führten zur Belebung der Erosion. Die relief-schwache Oberfläche des Miozäns hatte durch die jungen Juraketten kräftige Akzente erhalten; jetzt begann die Einsenkung engerer Täler die Höhenunterschiede weiter zu vergrössern und zu betonen. Im Spätpliozän waren die Täler der Aare und Reuss schon stark, am Jurafuss vermutlich etwa 200 m, eingesenkt; die Talböden lagen bei Wildegg bzw. Mellingen auf 540 m.

In dieses neue Relief stiessen zu Beginn des Pleistozäns die Günzgletscher vor. In ihrem Vorfeld wurde der ältere Deckenschotter abgelagert. Nach seiner Ausräumung, die in unserem Untersuchungsgebiet keine Reste übrig liess, wurden die Talböden um über 60 m tiefergelegt, nachher mit dem jüngeren Deckenschotter zugedeckt. Die Ausdehnung der Mindelgletscher, die diesen Schotter herantransportiert haben, ist ebenso wenig bekannt wie diejenige der Günzgletscher. In der folgenden Interglazialzeit, dem «grossen Interglazial», wurde der jüngere Deckenschotter bis auf wenige Reste (Bruggerberg, Gebenstorfer Horn) ausgeräumt; die Talböden senkten sich mindestens um weitere 100 m ein und erhielten einen Verlauf und ein Querprofil, die den heutigen sehr nahe kommen.

Die etwa 100 m mächtigen Hochterrassenschotter als Ablagerungen der Riss I - Zeit erfüllten diese Täler, wurden aber im Riss I - Riss II - Interglazial zum grössten Teil wieder erodiert. In dieser Zeit vollzog sich die Verlegung der Aare vom Tal NW des Bruggerberges ins heutige Aaretal Brugg—Lauffohr. In der Riss II - Zeit überfluteten die Gletscher unser ganzes Gebiet. Ihre Schotter- und Moränenablagerungen sind gering; hingegen erlagen die älteren Schotter der Glazialerosion und der kleintektonischen Bearbeitung durch den Eisdruck. Die Riss II - Würm-Interglazialzeit brachte den meisten Tälern eine Eintiefung von weiteren 20 bis 30 m. Von den Talböden abgesehen, dürfte das Reliefbild unseres Gebietes damals weitgehend dem heutigen entsprochen haben.

Die Würmeiszeit schenkte den Talböden die Ausgestaltung, die sich in ihren wesentlichen Zügen bis heute erhalten hat. Die Gletscher drangen zuerst bis Seengen im Seetal, Wohlen/Dottikon/Dintikon im Bünztal und etwa Niederwil im Reusstal vor (Würm F). Die damals abgelagerten Moränen wurden später vom Eise überfahren; die Endmoränenkränze wurden dabei zu flachen Wellen erniedrigt. Im Vorfeld der Gletscher wurden die Niederterrassenschotter akkumuliert. Sie hatten eine Mächtigkeit von mehr als 60 m erreicht, als die Gletscher ihren Maximalstand einnahmen und bei Seon, Othmarsingen und Mellingen Endmoränen ablagerten (Würm M). Doch schon im Hochglazial begann die Zerschneidung der Schotterflächen in Form von Trompetentälchen von den Endmoränen aus. Als sich die Gletscher von den Endmoränen abgesetzt und aus den Zungen-

becken zurückgezogen hatten, vollzog sich die Erosion in schmalen, kastenförmigen Tälern, die als enge Schluchten die Moränenbögen durchbrachen und sich in den Zungenbecken zu breiten Erosionsflächen ausweiteten. Im Aaretal entstanden breite Erosionsflächen.

Nachdem sich die Gletscher auf unbekannte Distanz zurückgezogen hatten, liess sie ein Klimarückfall wieder vorrücken, und zwar bis Hitzkirch/Ermensee, Waltenschwil/Bünzen/Boswil und Bremgarten (Würm S).

Seit dem endgültigen Gletscherrückzug haben sich nur noch das Aaretal und die untersten Abschnitte seiner Nebentäler leicht vertieft. Bis zum Bau der Elektrizitätswerke hat die Aare im Bereich ihrer Ueberschwemmungszone den Schotter umlagern und ihr Bett verlegen können.

Für eine räumliche Uebersicht sei auf die morphogenetisch- morpho-chronologische Karte (K 4) verwiesen.

NACHWORT

Herrn Prof. Dr. Hans Annaheim, auf dessen Anregung hin die Untersuchungen durchgeführt wurden, bin ich für seine aufbauende Kritik, seine Ratschläge und seine Anteilnahme an meiner Arbeit grossen Dank schuldig. An dieser Stelle möchte ich auch allen Amtsstellen, Firmen und Privatpersonen danken, die mir entgegengekommen sind oder Auskünfte erteilt haben.

Bei der Drucklegung haben mich Herr Prof. Dr. Paul Vosseler als Präsident der Geographisch-ethnologischen Gesellschaft Basel, Herr Adolf Bopp als Buchdrucker und Verleger, und mein Onkel, Herr Franz Moser, durch Zeichnen der Karte 1 : 25 000 wirksam unterstützt.

Grössere finanzielle Beiträge haben mir überhaupt erst den Druck der vielen Abbildungen und der Karten ermöglicht. Dafür danke ich herzlich der Gletschergartenstiftung Amrein-Troller in Luzern, der Geographisch-ethnologischen Gesellschaft Basel und dem Dissertationenfonds der Universität Basel.

LITERATUR- UND KARTENVERZEICHNIS

<i>Abkürzungen:</i> Erl	= Erläuterungen	gm	= geomorphologisch
Ges	= Gesellschaft	K	= Karte
gg	= geographisch	M	= Mitteilungen
GH	= Geographica Helvetica	Sch	= Schweiz (erisch)
gl	= geologisch	Wiss	= Wissenschaft (lich)

- Amsler, Alfred, 1915.* Tektonik des Staffelegg-Gebietes und Betrachtungen über Bau und Entstehung des Jura-Ostendes. Diss. Zürich.
- Amsler, Alfred, 1922.* Beziehungen zwischen Tektonik und tertiärer Hydrographie im östlichen Jura. *Eclogae gl Helv.*, XVI, Lausanne.
- Amsler, Alfred, 1926.* Bemerkungen zur Juratektonik. *Eclogae gl Helv.*, XX, 1926/7, Basel.
- Annaheim, Hans, 1944₁.* Begleitwort zur Legende zur morphologischen Grundkarte der Schweizeralpen. Manuskript.
- Annaheim, Hans, 1944₂.* Zur Frage der morphologischen Grundkarte der Schweizeralpen. Manuskript.
- Annaheim, Hans, 1951.* Morphochronologische Parallelen. GH, VI, Bern.
- Annaheim, Hans, 1956.* Zur Frage der geomorphologischen Kartierung. Petermanns gg M, Gotha.
- Boegli, Alfred, 1951.* Die Entstehung des Baldeggersees. *Heimatkunde aus dem Seetal*, 25. Jahrg., Seengen.
- Boegli Alfred, 1955.* Die Herbstexkursion 1954 (der Sch Gm Ges). GH, X, Bern.
- Boesch, Hans, 1945.* Morphologische Karten. *Der Sch Geograph*, 22. Jahrg. Bern.
- Bohrungen.* Resultate mitgeteilt von der Nordostschweizerische Kraftwerke AG., von Privatfirmen und Gemeindekanzleien.
- Brückner, Eduard, 1901/09.* Siehe Penck.
- Büdel, Julius, 1953.* Die «periglazial»-morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas auf der ganzen Erde. *Erdkunde, Archiv für wiss Gg*, VII, Bonn.
- Bugmann, Erich, 1956.* Eiszeitformen im nordöstlichen Aargau. Diss. Zürich. M Aargauische naturf. Ges, XXV, Aarau, 1958.
- Davis, William Morris, 1912.* Die erklärende Beschreibung der Landformen. Leipzig und Berlin.
- Eberl, Barthel, 1930.* Die Eiszeitenfolge im nördlichen Alpenvorlande. Augsburg.
- Ebers, Edith, 1955.* Hauptwürm, Spätwürm, Frühwürm und die Frage der älteren Würmschotter. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 6, Oehringen.
- Erzinger, Ernst, 1943.* Die Oberflächenformen der Ajoie. Diss. Basel.
- Frei, Roman, 1912.* Monographie des Schweizerischen Deckenschotters. Beiträge zur gl K der Sch, Neue Folge, XXXVII. Lief., Bern.
- Frey, Oskar, 1907.* Talbildung und glaziale Ablagerungen zwischen Emme und Reuss. *Neue Denkschriften der allg. sch Ges für die gesamten Naturwiss*, XLI, Abhandlung 2, Zürich.
- Gerber, Eduard, 1950.* Die Oberflächenformen der Abdachung des Juras zur Aare zwischen Olten und Wildegg. M Aargauische naturf. Ges, XXIII, Aarau.
- Gesellschaft, Schweizerische Geomorphologische, 1947.* Legende zur morphologischen Spezialkarte der Schweizeralpen. Vervielfältigt.
- Graul, Hans, 1943.* Zur Morphologie der Ingotstädter Ausräumungslandschaft. *Forsch zur deutschen Landeskunde*, 43, Leipzig.
- Graul, Hans, 1952.* Bemerkungen zur Würmstratigraphie im Alpenvorland. *Gl Bavarica*, 14, München.

- Helbling, Ernst*, 1952. Morphologie des Sernftales. GH, VII, Bern.
- Hennig, Edwin*, 1949. Zur Entwicklung des Schweizer Flussnetzes. GH, IV, Bern.
- Jäckli, Heinrich*, 1951. Morphologische Karte Rohrdorf-Bremgarten 1 : 25 000, Plandruck weniger Exemplare.
- Jäckli, Heinrich*, 1956. Talgeschichtliche Probleme im aargauischen Reusstal. GH, XI, Bern.
- Knauer, Joseph*, 1937. Widerlegung der Einwendungen K. Troll's gegen die Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit. M der gg Ges in München, 30, München.
- Knauer, Joseph*, 1954. Ueber die zeitliche Einordnung der Moränen der «Zürich-Phase» im Reussgletschergebiet. GH, IX, Bern.
- Leemann, Albert*, 1958. Revision der Würmterrassen im Rheintal zwischen Diessenhofen und Koblenz. Diss Zürich. GH, XIII, Bern.
- Liniger, Hans*, 1953. Zur Geschichte und Geomorphologie des nordschweizerischen Jura-gebirges. GH, VIII, Bern.
- Manz, Otto*, 1934. Die Ur-Aare als Oberlauf und Gestalterin der pliozänen Oberen Donau. Hohenzollerische Jahreshefte, 1. Jahrg., 1934, 2. Jahrg., 1935, Sigmaringen.
- Maull, Otto*, 1938. Geomorphologie. Enzyklopädie der Erdkunde, 5, Leipzig und Wien.
- Merian, Rudolf*, 1946. Eine neue geomorphologische Untersuchungs- und Darstellungsmethode am Beispiel des oberen Engelberger Tales. Diss. Zürich.
- Moser, Samuel*, 1955. Entwurf zu einer geomorphologischen Uebersichtskarte 1 : 200 000 für das Gebiet des Mittellandes und des Juras GH, X, Bern.
- Mühlberg, Fritz*, 1889. Die geologischen Verhältnisse des Bözbergtunnels. Eclogae gl Helv., I, Lausanne.
- Mühlberg, Fritz*, 1896. Der Boden von Aarau, eine geologische Skizze. Festschrift zur Einweih. d. neuen Kantonsschulgebäudes, Aarau.
- Mühlberg, Fritz*, 1904. Geologische Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales, 1 : 25 000. Beiträge zur Gl der Sch, Specialkarte No. 31.
- Mühlberg, Fritz*, 1905. Erläuterungen zur geologischen Karte des unteren Aare-, Reuss- und Limmattales. Bern.
- Mühlberg, Fritz*, 1907. Geologische Karte der Umgebung von Aarau, 1 : 25 000. Beiträge zur gl K der Sch, Specialkarte No. 45.
- Mühlberg, Fritz*, 1908. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Aarau. Bern/Aarau.
- Mühlberg, Fritz*, 1910. Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung des Hallwilersees und des oberen Sur- und Winentales. Bern/Aarau.
- NOK, Nordostschweizerische Kraftwerke AG*, 1949. Geologisches Querprofil durch das Aaretal zwischen Birrenlauf und Villnachern, 1 : 5000. Plankopie.
- Passarge, Siegfried*, 1914. Morphologischer Atlas. Erläuterungen zu Lief. I, Morphologie des Messtischblattes Stadtreuda. Hamburg.
- Penck, Albrecht, und Brückner, Eduard*, 1901/09. Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig.
- Penck, Albrecht*, 1938. Das Klima der Eiszeit. Verhandl. der III. Internat. Quartärkonferenz, Wien 1936. Wien.
- Rathjens, Carl*, 1952. Asymmetrische Täler in den Niederterrassen des nördlichen Alpenvorlandes. Gl Bavarica, 14. München.
- Ringger, Hans*, noch nicht publiziert.
- Rutte, Erwin*, 1950. Ueber Jungtertiär und Altdiluvium im südlichen Oberrheingebiet. Berichte der naturf. Ges zu Freiburg im Breisgau, 40. Freiburg.
- Schaefer, Ingo*, 1950. Die diluviale Erosion und Akkumulation. Forsch. zur deutschen Landeskunde, 49. Landshut.
- Schwabe, Erich*, 1939. Morphologie der Freiberge. Diss. Basel.
- Siegrist, Rudolf*, 1953. Die Flußschotter der Eiszeit im Aargau und ihre natürliche pflanzliche Besiedelungsmöglichkeit. M der Aargauischen naturf. Ges XXIV, Beiheft. Aarau.

- Spiridonow, A. I., 1956.* Geomorphologische Kartographie. Berlin.
- Stein, Max, 1949.* Morphologie des Glattales. Diss. Zürich.
- Steiner, Alfred, 1939.* Morphometrische Studien unter besonderer Berücksichtigung des Aargauer Jura. Diss. Zürich.
- Troll, Karl, 1926.* Die jungglazialen Schotterfluren im Umkreis der deutschen Alpen. Forsch. zur deutschen Landes- und Volkskunde XXIV. Stuttgart.
- Troll, Carl, 1936.* Die sogenannte Vorrückungsphase der Würm-Eiszeit und der Eiszerfall bei ihrem Rückgang. M der gg Ges in München, 29. München.
- Troll, Carl, 1944.* Strukturböden, Solifluktion und Frostklimate der Erde. gl Rundschau XXXIV, Heft 7/8.
- Troll, Carl, 1957.* Tiefenerosion, Seitenerosion und Akkumulation der Flüsse im fluvio-glazialen und periglazialen Bereich. Petermanns gg M, Ergänzungsheft 262. Gotha.
- Vosseler, Paul, 1918.* Morphologie des Aargauer Tafeljura. Diss. Basel.
- Vosseler, Paul, 1925.* Die tertiäre Entwicklung des Aargauer Tafeljura. M der Aargauischen naturf. Ges XVII. Aarau.
- Vosseler, Paul, 1928.* Der Aargauer Jura. M der Aargauischen naturf. Ges XVIII. Aarau.
- Zingg, Theodor, 1935.* Beitrag zur Schotteranalyse. Diss. ETH Zürich.

Im obigen Verzeichnis nicht aufgeführte Karten:

1) Topographische Karten:

Landeskarte der Schweiz	1 : 25 000	Blätter	1069	1070	1089	1090
	1 : 50 000	Blätter	214	215	224	225
	1 : 100 000	Blätter	27	32		

2) Geologische Karte der Schweiz 1 : 100 000 Blätter III, VIII

Geologische Generalkarte der Schweiz 1 : 200 000 Blätter 2, 3.

CURRICULUM VITAE

Am 1. Juni 1929 wurde ich, Samuel Moser, als Sohn von Samuel und Lilly Moser-Eigenmann, in Basel geboren. Mein Vater ist seit jener Zeit bei den Basler Verkehrsbetrieben angestellt.

In meiner Heimatstadt Basel besuchte ich die Primarschule und das Realgymnasium. Nach der Maturitätsprüfung im Jahre 1948 begann ich mein Studium an der Universität Basel. Ich nahm an Vorlesungen, Uebungen, Praktika und Exkursionen folgender Herren Professoren und Privatdozenten teil: Annaheim, Baldinger, Batschelet, Buchner, Bühler, Fleckenstein, Huber, Laur, Miescher, Ostrowski, Reinhard, Speiser, Vonderschmitt, Vosseler, Wenk und Zickendraht. Meine Dissertation entstand unter der Leitung von Herrn Prof. Annaheim in den Jahren 1951 bis 1957.

1953 erwarb ich das Mittellehrerdiplom und wurde ein Jahr später an der Knabenrealschule angestellt. Seit 1958 bin ich an der Mädchenoberschule Basel tätig.

Basel, den 21. Juli 1958.

S. Moser



Photo 1

Photo 1 Nichtfluviatiles Miniaturtälchen (Delle) E Veltheim (653900/254300)
 Blick vom Talanfang gegen unten; rechts (SE) der steile, links (NW) der unscharf
 begrenzte flache Hang. Mittelgrund: tiefere Aare-Erosionsterrasse, Hintergrund:
 Habsburg.

Photo 2 Kiesgrube in der Hochterrasse Hinter Rein (658700/262300)
 Die Schotter sind als ganzes Paket durch den Gletscherdruck von S her auf die im
 N (links) fast waagrecht liegenden Schichten aufgeschoben.

Photo 3 Riss II - Schotter
 Kiesgrube bei Ischlag NW Auenstein (652800/252450)
 Schrägschichtung; kleine Blöcke, Sandlinsen. Die Abwechslung von äusserst feinem
 mit grobem Material ist deutlich zu erkennen.



Photo 2



Photo 3



Photo 4

Photo 4 Endmoränenwall des Stadiums Würm M NW Mellingen (661800/253200)
An den innersten Wall angelehnt, überquert die Bahn bei Mellingen die Reuss. Das
Bild zeigt die Innenseite des in dieser Gegend in hohe Kuppen gegliederten Walles.

Photo 5 Schmelzwassертälchen zwischen den Moränenwällen 3 und 4 von Seon
(654400/245100)

Sowohl der Wall 4 (links) als auch der Wall 3 fallen in steilen Erosionsböschungen
gegen den flachen Talboden ab. Im Hintergrund gehen die Wälle nach links in die
Seitenmoränen über.

Photo 6 Endmoränenwall des Stadiums Würm F
E Station Dottikon-Dintikon (660500/247400)

Obwohl es sich um den mächtigsten Würm F - Wall handelt, ist sein flacher Aussen-
hang kaum zu erkennen: er steigt vom Hause bis ins Wäldchen an.



Photo 5



Photo 6



Photo 7

Photo 7 Würm-Moränen auf Niederterrassenschotter

Kiesgrube NW Seon (653700/245300)

Kaum 100 m hinter der Grube liegt ein kleiner Rest des Walles 2 des Seoner Stadiums; von ihm aus zieht sich eine gegen den Vordergrund hin abnehmende Moränendecke über den Schotter hin. Im Hintergrund das «Fornholz», der Wall 3.

Photo 8 Solifluktion in Riss-Grundmoräne

Kiesgrube NW Hinter Rein (658700/262400)

Unter der Verwitterungsschicht von etwa 1,5 m liegt eine Grundmoränenschicht (dunkles Band von schwankender Mächtigkeit). Ihre gewellte Auflagerungsfläche deutet auf Solifluktion hin. Darunter folgt eine helle, bis 2 m mächtige Schicht von Obermoränenmaterial. Sie liegt diskordant auf Hochterrassenschotter.

Photo 9 Periglazialerscheinungen im Niederterrassenschotter

Kiesgrube SE Rapperswil (653250/249300)

Ueber den grauen, unverwitterten Schottern liegt entweder brauner Kies (rechts) oder grau-gelber, sandiger Lehm (links). Der letztere scheint taschenförmig in den Kies eingelagert zu sein.



Photo 8



Photo 9

